

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT

**DINÂMICA DO AQUÍFERO RASO E FONTES DE CARBONO ORGÂNICO
DISSOLVIDO EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA**

**CURITIBA
2016**

CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT

**DINÂMICA DO AQUÍFERO RASO E FONTES DE CARBONO ORGÂNICO
DISSOLVIDO EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA**

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor em Geografia, no Curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

**CURITIBA
2016**

S571d

Siefert, Cesar Augusto Crovador

Dinâmica do aquífero raso e fontes de carbono orgânico dissolvido em uma bacia hidrográfica de cabeceira / Cesar Augusto Crovador Siefert. – Curitiba, 2016.

113 f ; il. color : 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2016.

Orientador: Irani dos Santos

Bibliografia: p. 98-113.

1. Hidrologia. 2. Aquíferos. 3. Águas subterrâneas – escoamento. 4. Carbono. I. Universidade Federal do Paraná. II. Santos, Irani dos. III. Título.

CDD: 551.48



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor CIÊNCIAS DA TERRA
Programa de Pós Graduação em GEOGRAFIA
Código CAPES: 40001016035P1

ATA DE SESSÃO PÚBLICA DE DEFESA DE TESE PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOGRAFIA

No dia tres de Agosto de dois mil e dezesseis às 14:00 horas, na sala SALA 109, Av. Cel. Francisco H dos Santos, 100, do Setor de CIÊNCIAS DA TERRA da Universidade Federal do Paraná, foram instalados os trabalhos de arguição do doutorando **CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT** para a Defesa Pública de sua Tese intitulada: **"DINÂMICA DO AQUIFERO RASO E FONTES DE CARBONO**

ORGÂNICO DISSOLVIDO EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA."

A Banca Examinadora, designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná, foi constituída pelos seguintes Membros: IRANI DOS SANTOS (UFPR), LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS (UFPR), MASATO KOBAYAMA (UFRGS), SANDRO JOSÉ FROEHNER (UFPR), SILVIO FROSINI DE BARROS FERRAZ (USP/ESALQ). Dando início à sessão, a presidência passou a palavra ao discente, para que o mesmo expusesse seu trabalho aos presentes. Em seguida, a presidência passou a palavra a cada um dos Examinadores, para suas respectivas arguições. O aluno respondeu a cada um dos arguidores. A presidência retomou a palavra para suas considerações finais e, depois, solicitou que os presentes e o doutorando deixassem a sala. A Banca Examinadora, então, reuniu-se sigilosamente e, após a discussão de suas avaliações, decidiu-se pela APROVAÇÃO do aluno. O doutorando foi convidado a ingressar novamente na sala, bem como os demais assistentes, após o que a presidência fez a leitura do Parecer da Banca Examinadora. Nada mais havendo a tratar a presidência deu por encerrada a sessão, da qual eu, IRANI DOS SANTOS, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos membros da Comissão Examinadora.

Curitiba, 03 de Agosto de 2016.

Prof IRANI DOS SANTOS
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

Prof LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS
Avaliador Interno (UFPR)

Prof SANDRO JOSÉ FROEHNER
Avaliador Externo (UFPR)

Prof MASATO KOBAYAMA
Avaliador Externo (UFRGS)

Prof SILVIO FROSINI DE BARROS FERRAZ
Avaliador Externo (USP/ESALQ)

Para Vania. Com amor, **dedico.**

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Irani dos Santos, pela amizade e orientação a este trabalho. Além disso, agradeço por ter acompanhado e contribuído para minha formação desde os tempos da graduação até a conclusão do Doutorado.

Aos professores Dr. Leonardo José Cordeiro Santos (DGEOG - UFPR), Dr. Masato Kobiyama (IPH – UFRGS); Dr. Sandro José Froehner (DEA - UFPR) e Dr. Silvio Frosini de Barros Ferraz (ESALQ - USP) pelas valiosas contribuições na banca de defesa desta tese.

Aos grandes amigos e parceiros do Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG/UFPR), que proporcionaram memoráveis discussões científicas e imensurável contribuição intelectual e braçal no campo e laboratório, em especial a: Daniel Ribeiro Lange, Fernando Helmuth Syring Marangon, Gilson Bauer Schultz e Rodrigo Bradasch Osternack. Sem o vosso apoio nas atividades de campo, nas discussões e compartilhamento de idéias e sugestões, este trabalho não seria possível. Agradeço também aos bolsistas Gustavo de Carvalho Hulyk e Marcelo Ng Wei Ban Hung pela ajuda no preparo das amostras e análises em laboratório.

Ao grande amigo, Prof. Dr. Roberto Fabris Goerl (UFSC), pelas idéias compartilhadas, críticas e sugestões a este trabalho.

Aos funcionários da secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geografia – UFPR, Luiz Carlos Zem e Adriana Cristina Oliveira, pela amizade, boa vontade, dedicação e extrema competência em auxiliar os alunos.

A Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, que proporcionaram um ensino de qualidade e todo o suporte necessário desde o início da Graduação até o findar do curso de Doutorado.

Ao Departamento de Hidráulica e Saneamento (DHS/UFPR) pelo apoio logístico para realização deste trabalho, em especial a: Prof^a. Dr^a Maria Cristina Borba Braga, coordenadora do LABEAM/UFPR, por disponibilizar o analisador de TOC; laboratorista Luciane Lemos do Prado, Prof^a. Dr^a Heloise Garcia Knapik e Dr^a Carla Cristina Bem, pela paciência, dicas e auxílios dispendidos durante as análises; Prof. Dr. Cristóvão Vicente Scapulatempo Fernandes pelo apoio e disponibilização da Kombi para diversas atividades de campo durante o período de desenvolvimento do

trabalho; Prof. Dr. Sérgio Michelloto Braga e MSc. Arthur Sass Braga pelo auxílio na construção dos sensores de nível.

A minha esposa, Vania Gomes Celso, pelo amor, apoio incondicional, paciência e compreensão nos momentos de ausência (que foram muitos!), por dividir comigo os momentos de alegrias e angústias durante a elaboração deste trabalho e por fazer desta uma vida infinitamente melhor do que eu poderia ter imaginado.

A minha família, em especial a minha mãe, Maria do Rocio Crovador, a minha irmã, Tatiana Crovador Siefert e a minha avó, Noely de Oliveira Siefert, pelo apoio, carinho e torcida desde sempre.

A CAPES, pela bolsa de estudos que permitiu dedicação exclusiva a este trabalho.

*When you walk through a storm, hold your head up high
and don't be afraid of the dark
At the end of the storm, there's a golden sky
and the sweet, silver song of a lark*

*Walk on through the wind
Walk on through the rain
Though your dreams be tossed and blown*

*Walk on, walk on
With hope in your heart
And you'll never walk alone
You'll never walk alone*

(Richard Rodgers & Oscar Hammerstein II)

RESUMO

DINÂMICA DO AQUÍFERO RASO E FONTES DE CARBONO ORGÂNICO DISSOLVIDO EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA

Os processos de armazenamento e transferência de carbono orgânico dissolvido (DOC) na paisagem são governados por interações entre processos hidrológicos e biogeoquímicos. Entretanto, a relação explícita no enriquecimento da água armazenada na bacia dada a interação de fontes de DOC, teores de carbono orgânico no solo (SOC) e a dinâmica do aquífero raso ainda é parcialmente compreendida e descrita. Neste estudo, o aquífero raso foi monitorado em uma rede de 12 poços implementados na encosta e nas zonas ripárias da bacia hidrográfica do rio Sagui (0,24 km²), localizada na região sul-brasileira. A concentração de DOC no aquífero raso foi quantificada assim como o teor de SOC, associados com o monitoramento hidrológico do aquífero raso e canal e análises estatísticas para avaliação da relação entre o funcionamento hidrológico da bacia e a variabilidade espaço-temporal da concentração de DOC no aquífero raso. Os poços monitorados exibiram comportamentos distintos com relação aos níveis do aquífero raso, teor de SOC e concentração de DOC, indicando ainda um controle sazonal na produção e armazenamento de DOC. Observou-se uma área de saturação dinâmica na encosta associada ao aquífero raso mais próximo da superfície (50% do tempo com nível freático menor que 0,5 m), rápida ascensão e lentos rebaixamentos. A relação entre a concentração de DOC e nível do aquífero raso assume um decaimento exponencial variável em profundidade para a seção de encosta influenciada pela ocorrência de solos com menores teores de SOC em profundidade, com limite máximo quando o aquífero raso se encontra próximo a superfície (nível freático menor que 0,1 m). Em condições de menor umidade, estes locais apresentam ainda as maiores concentrações de DOC na bacia dada a rápida dinâmica de ascensão e lento rebaixamento do aquífero raso próximo da superfície e do enriquecimento da água devido ao elevado teor de SOC nos horizontes superficiais do solo. Nas zonas ripárias, o aquífero raso apresenta rápidas ascensões e recessões durante a ocorrência de eventos associados a um déficit reduzido de armazenamento no perfil do solo. Nestes locais, observou-se ainda os maiores teores de SOC no perfil o solo, sem decaimento definido com a profundidade. Em períodos de maior armazenamento de água na bacia, as zonas ripárias apresentam as maiores concentrações de DOC em comparação a encosta. Nestes períodos as zonas ripárias e encostas apresentam reduzido déficit de saturação e uma situação de conectividade *quasi*-permanente onde as frações de DOC produzidas entre eventos são mobilizadas continuamente das áreas saturadas da encosta para a zona ripária. Este estudo indica que, em bacias hidrográficas de cabeceira em condições subtropicais, a dinâmica das áreas fontes de carbono orgânico dissolvido estão relacionadas ao comportamento do aquífero raso e os mecanismos de geração de escoamento.

Palavras-chave: carbono orgânico dissolvido, aquífero raso, mecanismos de geração de escoamento, hidrologia de encosta.

ABSTRACT

SHALLOW GROUNDWATER DYNAMICS AND DISSOLVED ORGANIC CARBON SOURCES IN A HEADWATER CATCHMENT

Storage and fluxes of dissolved organic carbon (DOC) are governed by interactions between hydrological and biogeochemical processes in landscape. However, the relationship of DOC enrichment in catchment water storage are poorly described due to uncertainties on the interaction of shallow groundwater dynamics and soil organic carbon. We monitored a network of 12 shallow groundwater wells on hillslopes and riparian zone in a 0.24 km² catchment in southern Brazil. We used DOC analysis and soil organic carbon measurements together with groundwater and stream gauging and statistical analyses to evaluate relationships between catchment functioning and the spatiotemporal variability of DOC concentration. Riparian zone and hillslopes had a contrasting behaviour in relation of groundwater level, SOC content and DOC concentration showing a marked seasonality on DOC yield and storage. We observed a highly dynamic saturation area (50% with water table level below 0,5 m) in the lower foot slopes where groundwater was characterised by a rapidly rising and a slowly decaying during storm events. In the hillslopes, the relationship between DOC concentration and GW level follows an exponential function with depth and highly affected by soils with lower SOC contents in depth and higher DOC concentrations when GW shows a water table level within 0,1 m of the soil surface. During the driest period, the lower foot slopes shows higher DOC concentrations due to the persistence of GW at or very near saturation and the water enrichment due to the highest SOC content on superficial layers of soil. In the riparian zone, GW shows quickly rising and falling limb on the hydrograph during rainfall events associated with a reduced water storage deficit. Riparian zone soils were characterized with the highest SOC contents with no explicit relation between depth and decaying. During the wettest period, the riparian zones showed highest DOC concentration than hillslopes. In these periods, both riparian zone and hillslopes showed a reduced water storage deficit and a quasi-permanent hydrological connectivity where DOC production between rainfall events are transported continuously from saturated areas on hillslopes to riparian zones. This study demonstrated that DOC spatial sources in headwater systems in subtropical environments are linked with streamflow generation processes and GW dynamics.

Keywords: dissolved organic carbon, shallow groundwater, streamflow generation processes, hillslope hydrology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Diagrama conceitual do comportamento hidrológico de encostas e zonas ripárias em relação a variabilidade temporal da concentração de DOC no canal.	18
Figura 2 - Mecanismos de geração de escoamento e condicionantes naturais.	21
Figura 3 - Representação esquemática de uma seção Encosta - Zona Ripária - Canal, apresentando (a) unidades de paisagem com geração de escoamento e evapotranspiração similares (hidrótopos), (b) diferentes componentes e subcomponentes que influenciam os mecanismos de geração de vazão.....	22
Figura 4 – Vias de fluxo de Carbono no ecossistema terrestre.	27
Figura 5 – Ciclagem do carbono orgânico em bacias hidrográficas e processos hidrológicos atuantes.	29
Figura 6 – Bacia hidrográfica do rio Sagui (curvas de nível representadas com equidistância de 5 metros).	38
Figura 7 – a) Modelo Digital do Terreno; b) Declividade; c) Índice Topográfico e d) Fator LS da bacia hidrográfica do rio Sagui (curvas de nível representadas com equidistância de 5 metros).	42
Figura 8 – Croqui de localização dos pontos de monitoramento na bacia hidrográfica do rio Sagui. Em azul claro está a área máxima saturada e em azul escuro a área permanentemente saturada para a bacia do rio Sagui.....	43
Figura 9 – a) Localização da seção de poços; b) e c) transecto dos poços na seção de monitoramento em porção das encostas da bacia do rio Sagui (nas Figuras b) e c) a linha pontilhada verde representa o perfil da superfície do terreno enquanto que a linha marrom representa o perfil da camada rochosa).	44
Figura 10 – a) Localização da seção de poços; b) e c) transecto dos poços na seção de monitoramento nas proximidades da nascente do rio Sagui (nas Figuras b) e c) a linha pontilhada verde representa o perfil da superfície do terreno enquanto que a linha marrom representa o perfil da camada rochosa).....	45
Figura 11 - Esboço do projeto do sensor de nível LHG-SN003-10m.....	47
Figura 12 – Comparativo entre os ajustes obtidos para um mesmo transdutor de pressão durante as calibrações com 2 e 14 pontos de controle.....	47

Figura 13 – Precipitação e vazão na nascente para o período entre 03/03/2015 a 21/12/2015.	52
Figura 14 – Dinâmica do aquífero raso nos locais de monitoramento do aquífero raso (03/03/2015 a 21/12/2015).	54
Figura 15 – Variabilidade das condições de umidade antecedente na bacia do rio Sagui (API7) entre 03/03/2015 a 21/12/2015. A linha cinza indica a tendência positiva da série.	56
Figura 16 – Intervalos de leitura do nível do aquífero raso entre 03/03/2015 a 21/12/2015 por seção de poços de acordo com sua posição na paisagem, sendo a) porção da encosta e b) zona ripária, nas proximidades da nascente do rio Sagui. As caixas determinam o 25° e 75° percentil, a linha pontilhada indica o 10° e 90° percentil, a linha horizontal no interior da caixa representa a mediana e os marcadores indicam os outliers da série.	57
Figura 17 – Curvas de permanência para o período entre 03/03/2015 a 21/12/2015 por seção de monitoramento na a) porção da encosta e b) zona ripária, nas proximidades da nascente do rio Sagui.	59
Figura 18 – Dendograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem e dos poços monitorados.	64
Figura 19 – Agrupamento dos poços para a bacia do rio Sagui pela análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem e dos poços monitorados plotados sobre o índice topográfico (em azul claro está a área máxima saturada e em azul escuro a área permanentemente saturada para a bacia do rio Sagui).	65
Figura 20 – Perfil teórico de distribuição vertical do teor de carbono orgânico no perfil do solo nas seções de monitoramento. A linhas pontilhadas horizontais em preto e cinza e a linha amarela representam, respectivamente, a média, a mediana e a permanência do nível do aquífero raso, representado apenas no intervalo 0 – 100 cm de profundidade.	68
Figura 21 – Variação do teor de carbono orgânico no solo (0 – 30cm) com as variáveis explicativas: a) média do nível do aquífero raso; b) mediana do nível do aquífero raso; c) índice topográfico; d) fator LS.	71
Figura 22 – Distribuição de frequência das amostras de DOC coletadas no canal. .	73
Figura 23 – Correlações entre a vazão ($L.s^{-1}$) no rio Sagui e a) concentração de DOC ($mg.L^{-1}$); b) $tDOC$ ($mg.s^{-1}$).	74

Figura 24 – Distribuição de frequência da concentração de DOC nas amostras coletadas nos agrupamentos a) HCA1 (n= 25); b) HCA2 (n= 25) e c) HCA3 (n= 23).	76
Figura 25 – Intervalo das concentrações de DOC (mg.L ⁻¹) no aquífero raso.	77
Figura 26 – Concentração de DOC em relação ao nível do aquífero raso observado no momento da amostragem por <i>cluster</i>	79
Figura 27 – Concentração de DOC em relação ao nível do aquífero raso para três campanhas realizadas na seção encosta: a) 24/08/2014; b) 15/05/2014; c) 30/07/2014; d) histórico de coletas nos poços P1, P2 e P7 (DOC x nível do aquífero raso).	81
Figura 28 – Concentração de DOC nas amostras e <i>Antecedent Precipitation Index</i> para os 7 dias anteriores nos poços dos <i>clusters</i> a) HCA1 e b) HCA2 e HCA3.	82
Figura 29 – Modelos de regressão linear obtidos para os locais de monitoramento com base na variação da concentração média de DOC com as variáveis explicativas: a) média do nível do aquífero raso; b) mediana do nível do aquífero raso; c) índice topográfico; d) fator LS; e) SOC.	84
Figura 30 – Intervalo das concentrações de DOC (mg.L ⁻¹) nas unidades de paisagem da bacia do rio Sagui.	86
Figura 31 – Comparação relativa das concentrações mínimas (barras azul clara), médias (barras azul) e máximas (barras azul escuro) de DOC nos poços e canal para a bacia do rio Sagui.	87
Figura 32 – Variação temporal das concentrações médias de DOC nas unidades de paisagem durante as campanhas de coleta.	89
Figura 33 – Diagrama conceitual do controle das condições de umidade do comportamento hidrológico na produção de DOC na paisagem em período de maior (esquerda) e menor (direita) condições de umidade na bacia do rio Sagui.	92
Figura 34 – Dendograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nos dados do monitoramento do nível do aquífero raso nos poços (média e mediana do nível de água), concentrações mínimas, médias e máximas de DOC e teor total de SOC (0 – 30cm).	93

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Reservatórios principais de carbono no planeta.	26
Tabela 2 – Características dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Sagui.	46
Tabela 3 – Fração do tempo (%) em que o nível do aquífero raso permanece em determinados horizontes do solo.....	60
Tabela 4 – Características da paisagem e dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Sagui.	62
Tabela 5 – Correlação de Pearson entre as características da paisagem e dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Sagui.	63
Tabela 6 – Média e desvio padrão de carbono orgânico por profundidade amostrada por <i>cluster</i>	66
Tabela 7 – Concentração de DOC nas amostras de água do rio Sagui ($n= 18$).	72
Tabela 8 – Concentração de DOC nas amostras de água do aquífero raso na bacia hidrográfica do rio Sagui por <i>cluster</i>	75
Tabela 9 – Concentração de DOC nas amostras de água para cada local de coleta.	78

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>a</i>	- Área de contribuição a montante
ABNT	- Associação Brasileira de Normas Técnicas
ACO	- Analisador de Carbono Orgânico
API	- <i>Antecedent Precipitation Index</i>
CI	- Carbono Inorgânico
COrg	- Carbono Orgânico
DIC	- Carbono Inorgânico Dissolvido
DOC	- Carbono Orgânico Dissolvido
Gt	- Gigatonelada
HAND	- <i>Heigh Above the Nearest Drainage</i>
HCA	- <i>Hierarchical cluster analysis</i>
IT	- Índice Topográfico
LS	- Fator topográfico
MDT	- Modelo Digital do Terreno
NDIR	- <i>Non-dispersive Infrared Sensor</i>
NEP	- <i>Net Ecosystem Production</i>
POC	- Carbono Orgânico Particulado
QSup	- Vazão gerada por escoamento superficial
QSub	- Vazão gerada por escoamento subsuperficial
Qt	- Vazão total
SOC	- Carbono Orgânico no Solo
<i>tDOC</i>	- Transporte instantâneo de DOC
TOC	- Carbono Orgânico Total
USLE	- <i>Universal Soil Loss Equation</i>

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
2. OBJETIVOS E HIPÓTESE	19
2.1 Objetivo Principal	19
2.2 Objetivos Específicos	19
2.3 Hipótese	19
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
3.1 Heterogeneidade espacial de processos hidrológicos na escala da bacia hidrográfica.....	20
3.2 Ciclo Global do Carbono	24
3.2.1 Carbono Orgânico na Bacia Hidrográfica: processos e interação entre água e solo.....	27
4. MATERIAL E MÉTODOS	38
4.1 Área de estudo	38
4.1.1 Levantamento Topográfico.....	39
4.1.2 Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Sagui	40
4.2 Monitoramento hidrológico e delineamento experimental	41
4.2.1 <i>Antecedent Precipitation Index</i>	48
4.3 Amostragem de água no canal e aquífero raso e procedimentos analíticos: determinação da concentração de DOC em amostras líquidas	48
4.4 Amostragem de solo e procedimentos analíticos: determinação do teor de COrg em amostras sólidas	49
4.5. Análise estatística	50
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
5.1 Dinâmica do aquífero raso e mecanismos de geração de vazão na bacia do Rio Sagui	52
5.1.1 Heterogeneidade espacial e temporal do aquífero raso.....	52

5.1.2 Principais mecanismos de controle do comportamento do aquífero raso	61
5.2 Distribuição espacial e vertical do teor de carbono orgânico no solo	65
5.3 Dinâmica espaço-temporal da concentração de DOC no contexto Encosta – Zona Ripária – Canal Fluvial	72
5.3.1 DOC no canal fluvial	72
5.3.2 DOC no aquífero raso	75
5.4 Análise integrada da paisagem e dinâmica de DOC: produção, armazenamento e transferência de DOC na escala da bacia hidrográfica	85
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	94
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98

1. INTRODUÇÃO

Recentemente, tem-se notado um interesse crescente na identificação de fontes e descrição dos mecanismos de transporte de nutrientes do solo e aporte em canais fluviais. O incremento de CO₂ na atmosfera observado no século passado trouxe à tona um interesse científico em compreender o ciclo do carbono em ambientes terrestres, atmosféricos e aquáticos (Gregorich *et al.*, 1998; Lal, 2004; Ritchie *et al.*, 2007) e a potencialidade inerente de ambientes agrícolas e florestais em promover o sequestro de carbono.

Estudos clássicos evidenciam o papel da matéria orgânica na estabilização dos agregados do solo, propriedades físico-químicas do solo e qualidade do solo (p.ex. Tisdall & Oades, 1982; Doran & Parkin, 1994), entretanto os mecanismos de desestabilização ainda são parcialmente descritos e compreendidos (Schmidt *et al.*, 2011). Enquanto as emissões de formas gasosas de carbono receberam grande interesse da comunidade científica nos últimos anos devido a explícita relação com aquecimento global e efeito estufa (Lal, 2004), ainda existem diversas lacunas na descrição das perdas de matéria orgânica na fração dissolvida e sua relação com processos hidrológicos.

Neste sentido, a concentração de carbono orgânico dissolvido (DOC, do inglês *Dissolved Organic Carbon*) nos canais fluviais é um dos elementos chaves na descrição da interação entre os ambientes terrestres e aquáticos associados ao ciclo global do carbono. Entretanto, algumas incertezas ainda permanecem quanto as suas fontes, dinâmicas e aporte em rios de primeira ordem (Chaplot & Ribolzi, 2014).

Enquanto os padrões de volume de carbono orgânico nos solos permitem estabelecer relações empíricas sobre a variabilidade temporal da concentração de DOC no canal, em geral os padrões de conectividade hidrológica com o canal e comportamento das áreas fontes (i.e. finitas ou infinitas) não são conhecidas. Desta maneira, surgem diversas lacunas na descrição dos processos hidrológicos que controlam o armazenamento e dinâmica de DOC na escala de bacia.

A relação estabelecida entre encostas e zonas ripárias em uma bacia hidrográfica e a dinâmica dos mecanismos de produção, armazenamento e transferência de carbono orgânico permanecem parcialmente compreendidas. Encostas e zonas ripárias apresentam comportamento distintos com relação aos

processos de geração de escoamento dominantes, dinâmica do aquífero raso, topografia, solos, vegetação e ambientes biogeoquímicos (McGlynn & Seibert, 2003). Parte-se então do pressuposto que ao reconhecer que as encostas e as zonas ripárias possuem características que proporcionam a ocorrência de processos hidrológicos e biogeoquímicos distintos, admite-se comportamentos não similares em bacias de cabeceira com relação aos mecanismos de geração de escoamento e produção e armazenamento de DOC.

Neste contexto, compreender a dinâmica do DOC torna-se essencial para elucidar os mecanismos de armazenamento e transporte na escala da bacia hidrográfica por, ao menos, três razões principais: (i) grande quantidade de DOC exportado dos solos para os canais ocorrem durante os eventos pluviométricos; (ii) variações da concentração de DOC em pequena escala temporal podem gerar aproximações de como o DOC é transferido aos canais e (iii) determinar os padrões espaciais das áreas fontes e relacionar a dinâmica de DOC aos mecanismos de geração de escoamento em bacias.

Visando contribuir para a problemática apresentada foi desenvolvido um estudo experimental em uma bacia hidrográfica de cabeceira (0,24 km²), com cobertura predominante de florestas e em condições subtropicais. Parte-se da hipótese de que a variação espaço-temporal dos mecanismos de geração de escoamento e promova a existência de uma área parcial e dinâmica de contribuição de água e nutrientes para o canal fluvial (Figura 1). Inserido nesta prerrogativa, tem-se que a compreensão dos padrões espaciais de carbono orgânico na bacia e seu posterior deslocamento em direção aos canais enquanto fração dissolvida possui relação intrínseca a dinâmica dos mecanismos de geração de escoamento atuantes nas encostas e zona ripária.

Com base no exposto, este trabalho possui dois questionamentos principais que balizarão o seu desenvolvimento:

(I) Como a dinâmica do aquífero raso atua no armazenamento e transferência de carbono orgânico dissolvido na paisagem?

(II) Como a distribuição espacial do teor de carbono orgânico no solo e os mecanismos de geração de escoamento atuam na variabilidade espaço-temporal da concentração de carbono orgânico dissolvido em encostas, zonas ripárias e no canal fluvial?

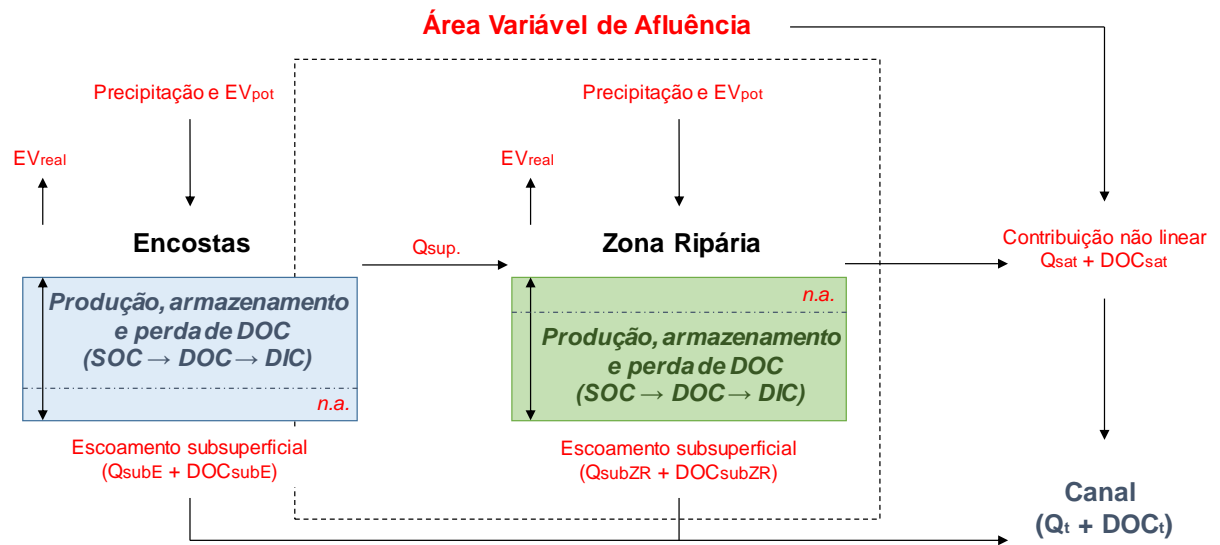


Figura 1 – Diagrama conceitual do comportamento hidrológico de encostas e zonas ripárias em relação a variabilidade temporal da concentração de DOC no canal.

2. OBJETIVOS E HIPÓTESE

2.1 Objetivo Principal

Investigar os mecanismos de produção e armazenamento de Carbono Orgânico Dissolvido associados a dinâmica do aquífero raso em encostas e zonas ripárias em uma bacia hidrográfica de cabeceira.

2.2 Objetivos Específicos

- Avaliar o comportamento do aquífero raso na encosta e na zona ripária por meio de monitoramento automatizado a partir do desenvolvimento de sensores de baixo custo;
- Estimar o teor de carbono orgânico no solo na bacia hidrográfica do rio Sagui;
- Compreender padrões espaciais e temporais da concentração de DOC em unidades de paisagem da bacia hidrográfica do rio Sagui;
- Descrever a relação entre os mecanismos de geração de escoamento e a dinâmica de DOC na escala de bacia.

2.3 Hipótese

A distribuição espacial do DOC no aquífero raso é condicionada pela distribuição espacial do estoque de carbono orgânico no solo e pela dinâmica do aquífero raso nas encostas e na zona ripária. Desta maneira, a dinâmica de produção e armazenamento de DOC na bacia apresenta heterogeneidade espacial e variabilidade temporal mediada pela ocorrência dos mecanismos de geração de escoamento na bacia.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Heterogeneidade espacial de processos hidrológicos na escala da bacia hidrográfica

A observação e interpretação dos padrões espaciais são fundamentais em diversas áreas das ciências da terra. Na Hidrologia, considera-se que historicamente existe um interesse maior em compreender os padrões temporais das variáveis hidrológicas, em especial da vazão (Grayson & Blöschl, 2001). Alguns estudos clássicos consideram a heterogeneidade espacial dos processos dentro da escala da bacia hidrográfica, como por exemplo, a teoria da área parcial de afluência (Betson, 1964) e área variável de afluência (Hewlett & Hibbert, 1967; Dunne & Black, 1970). Recentemente, algumas abordagens incipientes buscam dar conta da relação processos hidrológicos e padrões espaciais, dentre elas citam-se os conceitos de unidade de resposta hidrológica (Flügel, 1995) e as áreas hidrologicamente sensíveis (Walter *et al.*, 2001).

A heterogeneidade espacial de processos na escala da bacia hidrográfica pode ser compreendida a partir do (I) estabelecimento teórico das relações entre as unidades da paisagem (II) observação (monitoramento) e descrição empírica (modelagem) dos padrões espaciais e (III) possibilidade de mapeamento dos processos (Seyfried & Wilcox, 1995). Neste sentido, reconhece-se que os padrões espaciais da paisagem, sejam eles superficiais e/ou subsuperficiais (i.e. propriedades dos solos, topografia e cobertura vegetal) são elementos controladores da dinâmica dos processos hidrológicos em diversas escalas, tornando o seu reconhecimento elemento-chave para a descrição do comportamento de bacias hidrográficas (Schulz *et al.*, 2006).

Um dos exemplos clássicos da busca pela compreensão da heterogeneidade espacial de processos é o modelo conceitual proposto por Dunne (1978) para ocorrência dos mecanismos de geração de vazão. Com o intuito de explicar a ocorrência destes mecanismos a partir da integração das características naturais das bacias hidrográficas, Dunne (1978) propôs um modelo (Figura 2) representando a estrutura paradigmática dos estudos sobre escoamento superficial desenvolvidos até o momento. Neste sentido, observa-se que a ocorrência de um determinado

mecanismo estaria atrelada a uma associação entre clima, vegetação, uso do solo, topografia e tipo de solo refletindo na dinâmica e heterogeneidade espacial do processo na escala da bacia hidrográfica.

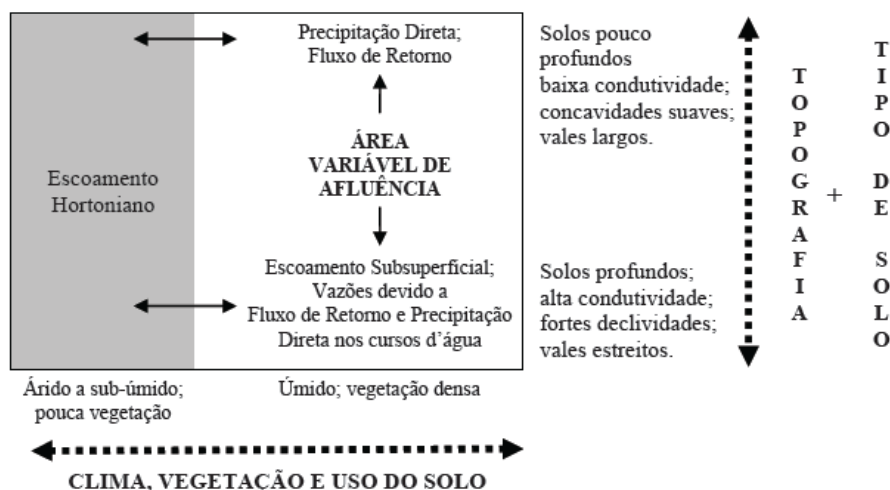


Figura 2 - Mecanismos de geração de escoamento e condicionantes naturais.

Fonte: Dunne (1978).

Dentro desta perspectiva, Becker (2005) (Figura 3) cita que a paisagem pode ser discretizada em unidades conceituais a partir de combinações similares de clima, solos e vegetação, possuindo similaridades no comportamento hidrológico e balanço hídrico. Estas unidades são chamadas de hidrótopos, sendo assumido que uma paisagem é composta de uma série de hidrótopos, cujo mosaico heterogêneo denota uma complexa heterogeneidade espacial no comportamento hidrológico da própria paisagem nas escalas temporais e espaciais. Considerando que estas unidades de resposta hidrológica, espacialmente estanques, nem sempre apresentam evidente conexão via processos hidrológicos, o conhecimento da heterogeneidade espacial ganha importância no conceito de conectividade hidrológica (Santos, 2009).

Com uma abordagem similar a proposta de Becker (2005), Sidle (2004) e Sidle *et al.*, (2004) afirmam a possibilidade de avaliação do comportamento hidrológico em bacias hidrográficas a partir de unidades de paisagem geomorfologicamente similares, ou seja, a partir da formulação de um modelo conceitual hidrogeomorfológico de paisagem. Ainda nesta linha de raciocínio Lin (2003), ao propor as bases científicas para a consolidação da Hidropedologia, tomou por base o fato de que a heterogeneidade espacial não é resultante de padrões e processos randômicos, mas

surge como consequência de comportamentos distintos que regularão os fluxos de matéria e energia no sistema.

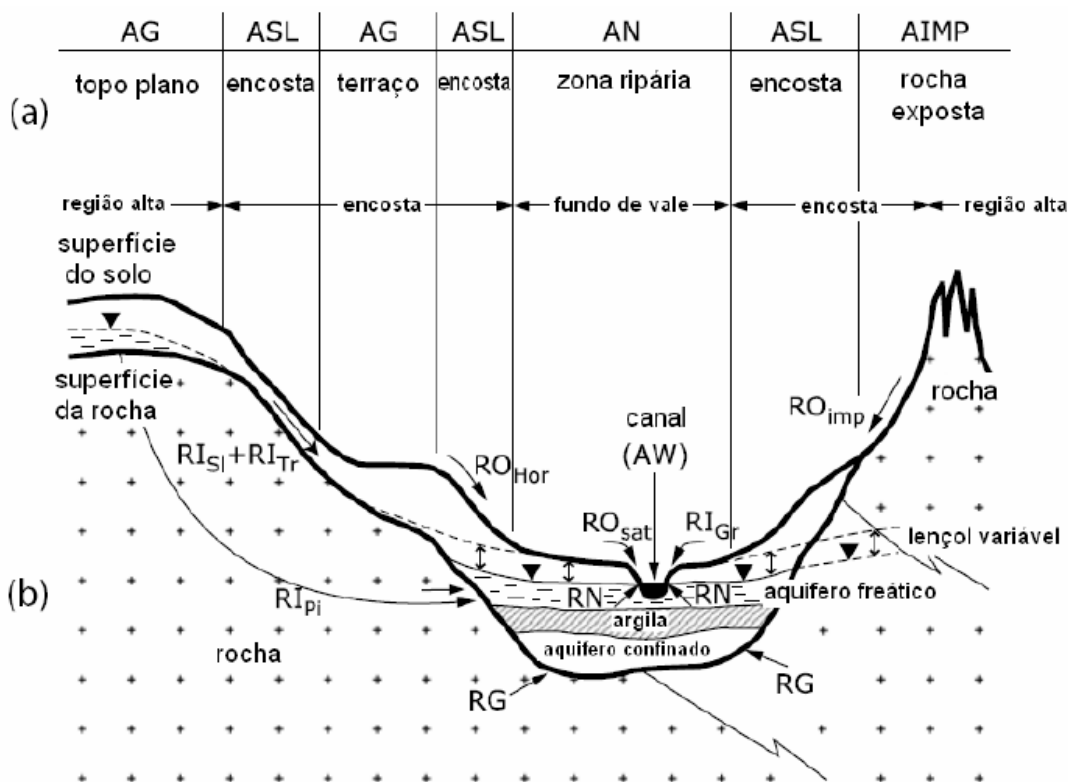


Figura 3 - Representação esquemática de uma seção Encosta - Zona Ripária - Canal, apresentando (a) unidades de paisagem com geração de escoamento e evapotranspiração similares (hidrótopos), (b) diferentes componentes e subcomponentes que influenciam os mecanismos de geração de vazão.

onde: (a) AG (áreas permeáveis com nível freático profundo, abaixo da zona vadosa); AN (áreas úmidas, com nível freático próximo da superfície); AW (superfícies líquidas); ASL (áreas de encosta com potencial de geração de escoamento superficial e subsuperficial); AIMP (áreas impermeáveis ou com baixa permeabilidade); (b) RO (Escoamento Superficial); RO_{Hor} (Escoamento Superficial Hortoniano); RO_{imp} (Escoamento Superficial em áreas impermeáveis); RO_{sat} (Escoamento Superficial por Saturação, via áreas variáveis de afluência); RI (Escoamento Subsuperficial); RI_{Si} (Escoamento superficial por caminhos preferenciais); RI_{Tr} (Translação de "onda de pressão" através de horizontes do solo temporariamente saturado); RI_{pi} (Fluxo de pistão). RN (Escoamento Subsuperficial direto para o sistema de canais, provocado pela elevação temporária do nível freático); RG (Escoamento Subterrâneo).

Fonte: Becker (2005) adaptado por Santos (2009).

Neste sentido, a bacia hidrográfica pode ser subdividida em unidades similares que possuem respostas hidrológicas idênticas, como por exemplo: bacias de zero-ordem, zonas ripárias e segmentos côncavos/convexos/retilíneos em encostas.

Citam-se os exemplos de trabalhos que analisam a ocorrência de processos hidrológicos como geração de escoamento superficial e subsuperficial e produção de sedimentos considerando a variabilidade espacial e conectividade hidrológica dentro do transecto Encosta – Zona Ripária – Canal (p.ex.: McGlynn & Seibert, 2003; McGlynn & McDonnell, 2003a; Jencso *et al.*, 2009).

A elaboração de Modelos Digitais do Terreno (MDT) e sua fácil manipulação em ambiente SIG permitiram a integração da abordagem espacial no contexto do estudo de processos hidrológicos na escala da bacia hidrográfica (Grayson & Blöschl, 2001). A disponibilidade de dados topográficos em escalas adequadas tornou possível o estabelecimento de relações espaciais no contexto da bacia hidrográfica a partir da derivação de diversos índices morfométricos, como por exemplo, o índice topográfico (Beven & Kirkby, 1979) e suas diversas variações e o descritor HAND (*Height Above the Nearest Drainage*) (Nobre *et al.*, 2011), ou ainda variáveis descritoras do relevo relacionadas ao comportamento hidrogeomorfológico de bacias hidrográficas, como por exemplo, área de contribuição, curvatura das vertentes e direção de fluxo (Moore *et al.*, 1991).

Além disso, a utilização destes índices e variáveis morfométricos permitem ainda a estimativa de forma indireta e distribuída de diversas variáveis e parâmetros hidrológicos, pedológicos e geomorfológicos (i.e. Moore *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1993; Gallant & Dowling, 2003; Summerell *et al.*, 2005; Ziadat, 2005; Jencso *et al.*, 2009; Pei *et al.*, 2010; Schwanghart & Jarmer, 2011).

Assim, surge a possibilidade de exploração do potencial de modelos distribuídos a partir da incorporação da topografia e índices derivados do MDT, além do mapeamento de solos e vegetação (Seyfried & Wilcox, 1995).

Entretanto, essa possibilidade trouxe a tona uma maior dificuldade de parametrização, validação e representação dos processos hidrológicos, resultantes de um alto grau de variabilidade espacial e temporal dos parâmetros de entrada (Seyfried & Wilcox, 1995). Porém, a compreensão e descrição da heterogeneidade espacial dos processos são assumidas como sendo o grande diferencial para a utilização da modelagem distribuída (Bathurst & O'Connell, 1992).

A descrição dos padrões espaciais dos processos é inerente a organização espacial e escalar dos processos hidrológicos envolvidos na dinâmica da bacia hidrográfica (Grayson & Blöschl, 2001). Assim, como a influência desta

heterogeneidade espacial é reconhecida desde os anos 60 (p.ex.: Cappus, 1960; Tsukamoto, 1963), alguns estudos incipientes sobre os efeitos na escala na resposta hidrológica de bacias e sua importância para a compreensão do processo chuva-vazão também advém desta época (p.ex.: Amoroso, 1961). A medida em que se diminui a escala espacial de análise, a bacia tende a atenuar os processos mais complexos, como por exemplo, os mecanismos de geração de escoamento (Wood *et al.*, 1988; Santos *et al.*, 2013). Neste sentido, o processo de transformação dos *inputs* de chuva em vazão torna-se governado por características hidrológicas em macroescala, diminuindo os efeitos de processos em micro escala no comportamento do hidrograma.

A maneira em que ocorre este arranjo espacial na escala da bacia hidrográfica é estritamente dependente das variáveis hidrogeomorfológicas envolvidas (p.ex.: processos hidrológicos e variabilidade do relevo, características pedológicas e geológicas). Desta forma, a compreensão dos padrões espaciais é importante para estruturar uma estratégia adequada de monitoramento, realizar a interpretação correta dos dados, elaborar ou aplicar modelos para simular a dinâmica hidrológica e, conseqüentemente, utilizar estes dados obtidos para prever o comportamento hidrológico da bacia (Grayson & Blöschl, 2001).

3.2 Ciclo Global do Carbono

O carbono é um elemento presente em grande parte do material que compõe o planeta, seja nas massas fluidas (oceanos, águas interiores e atmosfera) ou sólidas (rochas e solos), além de ser o elemento-base do qual se constituem todas as moléculas orgânicas (Houghton, 1995). Desta forma, em uma escala global o carbono circula por 5 reservatórios (*pools*) principais: aquático, atmosférico, geológico, solo e biota, considerando um estoque aproximado de 46.820 Gt, distribuídos na paisagem (Tabela 1). Além destes, existe ainda um volume de aproximadamente 8,3 Gt estocados juntamente com os combustíveis fósseis (carvão mineral, petróleo, gás natural e *peatlands*¹) (Falkowski *et al.*, 2000).

¹ Solos orgânicos, característicos de ambientes em condições de saturação permanente, geralmente em regiões temperadas, nos quais é observado a acumulação de detritos orgânicos na superfície (>30 a 40cm, de acordo com a definição legal para cada país) devido as condições anóxicas e de baixas

De forma simplificada, a representação do ciclo global do carbono envolve apenas 3 reservatórios: sendo 2 deles biologicamente ativos, oceânico e terrestre (solo e vegetação), conectados a atmosfera via fluxos gasosos (Siegenthaler & Sarmiento, 1993; Falkowski *et al.*, 2000). Todos os reservatórios são interconectados, ocorrendo a circulação do carbono entre eles (Lal, 2004) mediante a ocorrência de processos de origem hidro-bio-geoquímicos. Desta forma, as alterações na concentração do C nos diferentes *pools* dependem, não apenas das atividades humanas, mas também dos processos biogeoquímicos e climáticos e suas interações com o ciclo do carbono (Falkowski *et al.*, 2000).

Estima-se que de 1850 até o final do século XX foram emitidos aproximadamente 270 Gt a partir da queima de combustíveis fósseis e sendo que destes, cerca de 180 Gt foi absorvido pela atmosfera e o restante pelos oceanos e sumidouros terrestres. Para o mesmo período, Houghton (1995) estima que as emissões devido a alterações de qualquer natureza no uso do solo promoveram um incremento na ordem de 136 Gt de carbono no sistema.

Considerando apenas os compartimentos terrestres (solo, biota e atmosfera), o solo possui o maior estoque disponível de carbono, sobretudo ao considerar que dos 2.500 Gt disponíveis no solo, aproximadamente 1.550 Gt são referentes ao carbono orgânico (C_{Org}), estocado sob a forma de matéria orgânica. A concentração de C_{Org} é extremamente variável em solos de acordo com as condições climáticas, sendo baixa em solos de regiões áridas, alto em zonas temperadas e extremamente alto em solos de origem orgânica em zonas tropicais (Lal, 2004).

Em escala global, embora a transferência de C mediante fluxos entre as superfícies continentais e a atmosfera sejam superiores aos mecanismos associados as águas superficiais (Lafleur *et al.*, 2003; Billet *et al.*, 2006), as taxas de aporte e transporte de DOC em canais inseridos em bacias hidrográficas com a presença de solos orgânicos podem ser comparáveis as taxas de sequestro de C no contexto solo - planta (Hope *et al.*, 2004). Cole *et al.*, (2007) afirmam ainda que a transferência de C terrestre para as águas interiores é consideravelmente maior que o volume de

temperaturas que fazem com que as taxas de decomposição da matéria orgânica sejam extremamente lentas (Gorham, 1991).

carbono que é exportado para os oceanos e aproximadamente similar a produção líquida do ecossistema (NEP, do inglês *Net Ecosystem Production*²).

Tabela 1 - Reservatórios principais de carbono no planeta.

Reservatório	Capacidade (Gt)
Atmosfera	760,00
Biota	560,00
Geológico	5.000,00
Oceano e águas interiores	38.000,00
Solos	2.500,00
Total	46.830,00

Fonte: Lal, 2004.

Os volumes de carbono orgânico dissolvido exportados das águas interiores em direção aos oceanos é variável, entre 11 a 16 Gt/ano (Falkowski *et al.*, 2000), sendo que deste montante, cerca de 10% é mineralizado no sedimento, 40% retorna a atmosfera devido a trocas gasosas e o restante é exportado para os oceanos, divididos igualmente entre as frações orgânicas e inorgânicas (Cole *et al.*, 2007). Embora o volume exportado seja significativo, dificilmente os modelos de ambiente aquático consideram explicitamente o papel das águas interiores no ciclo global e regional do carbono (Cole *et al.*, 2007).

Na escala da bacia hidrográfica, o carbono é armazenado em diversos *pools* (p.ex: biomassa da parte aérea da vegetação, raízes, solo, vegetação herbácea e liteira) de tamanhos e distribuição variáveis de acordo com as características climáticas, manejo do solo, perturbação e nível de degradação (Eglin *et al.*, 2008).

Entretanto, considerando a necessidade de compreender com maiores detalhes a escala global do carbono, diversas lacunas ainda existem na quantificação e nos processos que envolvem a (I) processos erosivos envolvendo o transporte de carbono orgânico, (II) sua distribuição espacial pela paisagem e (III) quantificação do aporte de carbono orgânico nos sistemas fluviais (Chaplot *et al.*, 2005), sendo ainda

² Parcela disponível de carbono orgânico no sistema, sendo resultado da diferença entre a produção primária bruta (GPP, do inglês *Gross Primary Production*) e os processos de respiração autotrófica e o volume de carbono orgânico convertido em carbono inorgânico devido a processos respiratórios.

evidenciada uma dificuldade na descrição e modelagem dos processos de transporte de DOC via processos hidrológicos superficiais e subsuperficiais (Mei *et al.*, 2012).

3.2.1 Carbono Orgânico na Bacia Hidrográfica: processos e interação entre água e solo

É amplamente reconhecido que o transporte de compostos orgânicos pela água em ambientes florestais estabelece um importante meio de ligação entre os ecossistemas aquáticos e terrestres (Dokssey & Bertsch, 1994).

De maneira simplificada, o ciclo do Carbono pode ser conceitualmente descrito a partir de três compartimentos de origem (I) terrestre (solo e vegetação), (II) atmosférica e (III) oceânica (Janzen, 2004), sendo que o ecossistema terrestre abarca os processos físicos e biogeoquímicos oriundos da interação entre as características biogeoquímicas entre solos, vegetação e água na escala da bacia hidrográfica (Figura 4).

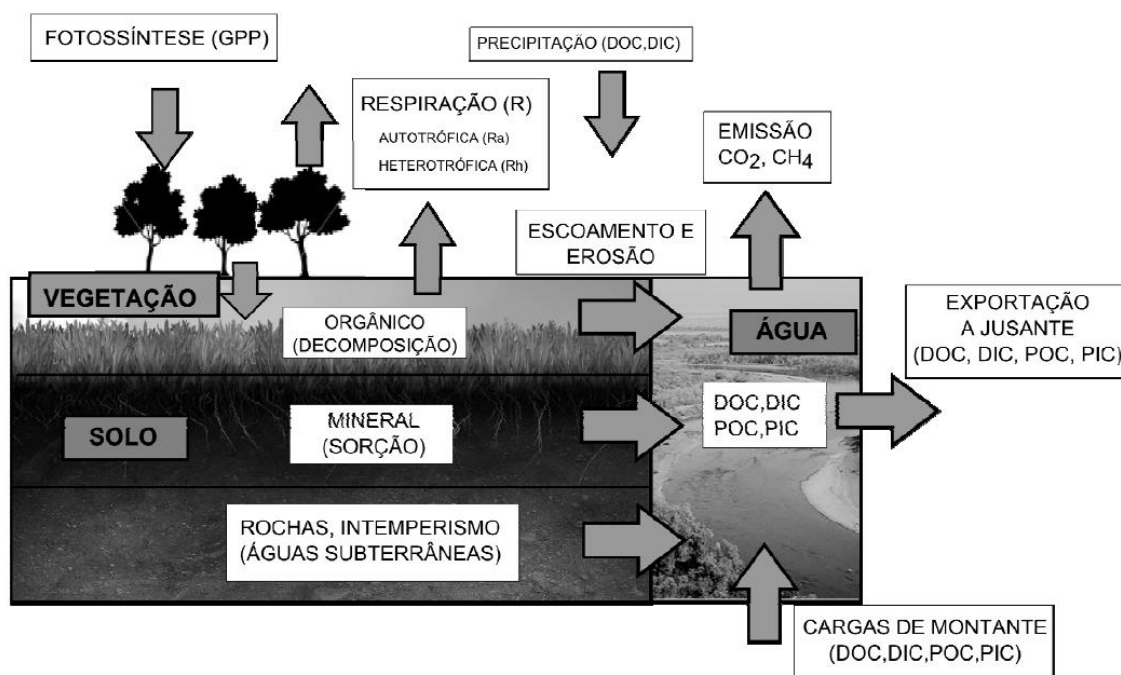


Figura 4 – Vias de fluxo de Carbono no ecossistema terrestre.

Onde: Carbono Orgânico Dissolvido (DOC), Carbono Orgânico Particulado (POC), Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC), Carbono Inorgânico Particulado (PIC).

Fonte: Sorribas (2011).

Neste sentido, características de origem climática, geológica, associadas a práticas de uso e manejo em distintas unidades pedológicas e vegetação tem sido identificadas como os principais fatores que atuam nos controles iniciais do volume de carbono estocado no compartimento terrestre (Yoo *et al.*, 2006; Dawson & Smith, 2007). Conforme Lal (2004), o estoque global de carbono orgânico no solo (0 - 1m) é de cerca de 1.550 Gt (Batjes, 1996; Jobbagy & Jackson, 2000), armazenado em forma de matéria orgânica, cerca de 3x superior ao estoque na atmosfera (Davidson & Janssens, 2006) e 4,5x superior ao estoque na biota, estando em equilíbrio dinâmico com o ambiente (Lal, 2005).

Desta maneira, compreender os padrões e processos envolvidos na redistribuição do SOC (*Soil Organic Carbon*) em ambientes florestais e agrícolas torna-se elemento chave para estimar o potencial de sequestro de carbono nestes sistemas, bem como fornecer subsídios para ao desenvolvimento de modelos que possam prever o padrão espacial e os mecanismos de transferência de C_{Org} na paisagem (Ritchie *et al.*, 2007).

Em geral, o ciclo do carbono em ambiente terrestres é intimamente associado ao ciclo hidrológico (Figura 5) e considera-se ainda que os processos hidrológicos atuem como mecanismos de controle primário na transferência e redistribuição de matéria orgânica e nutrientes na paisagem, sobretudo o carbono orgânico nas frações dissolvidas e adsorvidas (Boyer *et al.*, 1996; Hinton *et al.*, 1998; Frank *et al.*, 2000; McGlynn & McDonnell, 2003a; Dalzell *et al.*, 2007; Temnerud *et al.*, 2007; Lambert *et al.*, 2011; Lambert *et al.*, 2013), sugerindo que a inerente variabilidade dos processos hidrológicos que irá produzir diferentes padrões temporais e espaciais na dinâmica dos nutrientes nas encostas, zona ripária e canal (Stieglitz *et al.*, 2003; van Verseveld *et al.*, 2009).

De forma geral, o C_{Org} é fonte de energia para os ecossistemas aquáticos (Wetzel, 1992) e, quimicamente, ainda participa dos mecanismos de transporte e disponibilidade de íons, nutrientes, metais pesados e poluentes orgânicos (Boyer *et al.*, 1996). E, do ponto de vista biogeoquímico, o fato da concentração e da caracterização química do carbono orgânico total (TOC, *Total Organic Carbon*) ser variável, denota ainda que as frações dissolvida (DOC, *Dissolved Organic Carbon*) e particulada (POC, *Particulate Organic Carbon*) são variáveis durante eventos

pluviométricos, indicando que a contribuição e aporte no canal é oriunda de diversas fontes (Hood *et al.*, 2006).

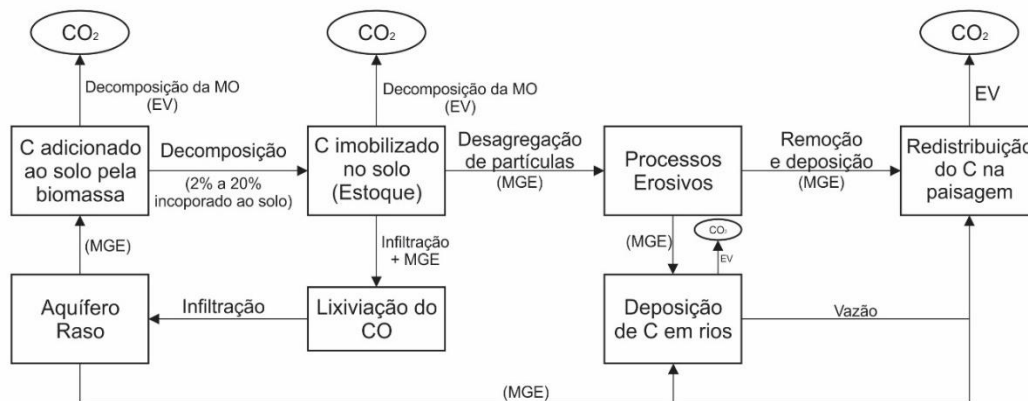


Figura 5 – Ciclagem do carbono orgânico em bacias hidrográficas e processos hidrológicos atuantes³.

Fonte: adaptado de Lal (2004).

No contexto da bacia hidrográfica, a concentração de DOC em canais é oriunda do ambiente terrestre como resultado das transformações químicas do carbono do solo como carbono orgânico sólido a partir da decomposição de materiais húmicos (SOC), emissão de CO_2 , DOC e DIC (Lennon, 2004; Birkel *et al.*, 2014).

Diversos estudos evidenciam que cerca de 30% a 50% do volume total anual de DOC exportado pelos canais é devido a rápidas alterações devido a eventos pluviométricos com pequena duração e grandes intensidades que ocupam de 4% a 24% do tempo. Por outro lado, em alguns casos, cerca de 30% a 60% da carga anual de DOC exportada é oriunda de apenas um evento pluviométrico (Clark *et al.*, 2007). Sendo assim, estima-se que em geral, o DOC em pequenos canais é oriundo de lixiviação de solos (dessorção SOC – DOC) e plantas, sendo constituído de proteínas, carboidratos, lipídios e compostos húmicos, enquanto que o POC possui origem autóctone sendo sua concentração relacionada com a erosão do solo em ambientes sedimentares (Meybeck, 1993; Swarzenski & Campbell 2005).

Canais de primeira e segunda ordem apresentam uma grande variabilidade espacial entre si (Temnerud & Bishop, 2005) e temporal (Buffam *et al.*, 2007) das

³ Em condições anaeróbicas, podem ser observadas perdas de C do sistema via emissão de CH_4 .

propriedades químicas da água, de forma que a descrição e compreensão desta dinâmica torna-se um desafio uma vez que dificilmente tem-se a coleta de dados de forma representativa e sistemática para esta escala de análise (Temnerud *et al.*, 2010). Neste sentido para descrever os canais de primeira e segunda ordem, Bishop *et al.*, (2008) cunha o termo *Aqua Incognita*, oriundo desta dificuldade de monitoramento e descrição dos processos biogeoquímicos nestes ambientes.

As concentrações de DOC e POC em canais remetem as suas origens em ambientes pedológicos, dado o estoque de carbono e percentual de solos orgânicos na bacia hidrográfica (Aitkenhead *et al.*, 1999; Dawson *et al.*, 2004). Em longo prazo, as concentrações de DOC e POC apresentam comportamento distinto no canal, por exemplo, em climas temperados enquanto o DOC apresenta um padrão sazonal, com uma elevada concentração durante o verão e picos durante o outono cuja tendência é alterada em virtude de eventos pluviométricos, o POC apresenta uma dinâmica relacionada somente a eventos e maiores concentrações em virtude dos picos de vazão devido ao incremento do aporte de sedimentos no canal via escoamento superficial ao promover a remoção e transporte dos agregados do solo (Dawson *et al.*, 2004). De maneira geral, em pequenas bacias hidrográficas (< 5 km²) como a heterogeneidade espacial de processos hidrológicos e variáveis morfométricas é acentuada, são observadas fortes correlações entre diversas variáveis e a dinâmica de C_{Org} no canal (Hope *et al.*, 1997; Dawson *et al.*, 2004). Aitkenhead *et al.*, (1999), ao investigar a relação espacial entre a concentração de DOC no canal e os reservatórios de carbono orgânico no solo, indica que as maiores correlações estatísticas entre estas duas variáveis são observadas em bacias hidrográficas com área de drenagem inferior a 5 km².

Considerando os aspectos relativos a qualidade da água, o DOC é um importante elemento biogeoquímico no canal (McGlynn & McDonnell, 2003a) uma vez que proporciona uma significativa contribuição para a acidez das águas a partir da formação de complexos orgânicos (Eschleman & Hemond, 1985) afetando a disponibilidade de nutrientes e a atividade biológica a partir da adsorção das moléculas (McGlynn & McDonnell, 2003a). Já em relação ao transporte de carbono essencialmente nos canais, Dawson *et al.*, (2004), ao analisar três pontos de amostragem no canal principal de uma bacia hidrográfica (1,3 km²) dominada por solos orgânicos e embutida no rio Dee (Reino Unido), afirma que o transporte de

carbono orgânico é governado, primariamente, por processos abióticos e físicos (desgaseificação, deposição e re-suspensão das partículas) e das condições de mistura via processos hidrológicos.

A concentração de DOC em canais é variável de acordo com o seu tamanho, condições climáticas e uso do solo na bacia hidrográfica, apresentando uma concentração média entre 1 - 60 mg/L (Thurman, 1985), dependendo sobretudo do uso do solo e grau de contaminação de suas águas. Em geral, os canais transportam uma carga de carbono orgânico dissolvido 6 a 10 vezes superior que a carga particulada (Thurman, 1985). A variação na concentração de DOC no canal pode ser explicada ainda pela relação sinérgica de diversos fatores, dentre eles as unidades pedológicas que ditarão as taxas de produção de DOC em solos orgânicos, adsorção de DOC em solos minerais (Aitkenhead *et al.*, 1999) e os caminhos preferenciais de escoamento através dos diferentes horizontes do solo (Hinton *et al.*, 1998; Lambert *et al.*, 2011; Lambert *et al.*, 2013). Desta maneira, espera-se que a extensão, localização espacial e conectividade das encostas, áreas úmidas e zonas ripárias irão influenciar os padrões temporais de concentração de DOC em canais (Inamdar & Mitchell, 2006). Birkel *et al.*, (2014) ao descrever os processos de produção de DOC na bacia considera que a produção é conceitualizada como sendo dependente da temperatura do ar e da umidade do solo, além da produção específica e armazenamento de DOC nas encostas e zona ripária.

A variabilidade temporal e espacial dos padrões de umidade do solo são elementos-chave para compreensão da contribuição das áreas fontes de escoamento, nutrientes e sedimentos nos canais (Geneviève *et al.*, 2014). E, desta forma, um dos principais fatores físicos que irá influenciar a variação espacial e temporal da dinâmica de nutrientes e matéria orgânica no perfil do solo é a quantidade de precipitação associada a condições antecedentes de umidade (Stieglitz *et al.*, 2003).

Neste sentido, enquanto a água promove o efeito de lixiviação dos nutrientes (movimento vertical e horizontal) e alteração nos padrões de umidade do solo, que afetará o volume de oxigênio no perfil do solo e a degradação microbiana, os caminhos preferenciais de escoamento e a distribuição espacial da água residual no perfil do solo na bacia também serão importantes para a elucidação do transporte de nutrientes como solutos (Frank *et al.*, 2000). De maneira geral, van Verseveld *et al.*, (2008) categorizam as explicações para o fluxo subsuperficial de nutrientes e consequente

aporte em canais em três abordagens principais: (1) ascensão do nível freático em horizontes superficiais do solo com elevadas concentrações de nutrientes, (2) transporte vertical de nutrientes via caminhos preferenciais no solo para a interface solo - manto rochoso com consequente fluxos laterais no sentido de jusante e (3) transporte vertical de nutrientes e lateral no perfil do solo. Assim, torna-se evidente a relação entre a heterogeneidade espacial (vertical e horizontal) do SOC em solos e a variabilidade temporal de DOC nos canais (Lambert *et al.*, 2011), sendo que em geral, assume-se que durante eventos pluviométricos o suprimento de nutrientes (p.ex.: DOC e DON) é *quasi-infinito* (McGlynn & McDonnell, 2003a; Bishop *et al.*, 2004).

O primeiro estágio de perda de carbono orgânico do solo para águas superficiais é o movimento de matéria orgânica, e consequentemente de DOC pela água retida no perfil do solo. Neste sentido, o material orgânico que compões a liteira torna-se uma importante fonte de DOC em bacias hidrográficas florestadas a partir da infiltração e percolação da água passando por compostos orgânicos com elevadas taxas de concentração de C_{org} adicionados ao solo (Hongve, 1999). Já o transporte lateral de solutos no perfil do solo ocorre pelos caminhos preferenciais de escoamento e é enriquecido pela movimentação da água nos horizontes minerais e/ou orgânicos em direção ao aquífero e canais (Dawson & Smith, 2007).

Considerando a ideia de que a heterogeneidade espacial da paisagem é um dos mecanismos que controlam a concentração de DOC no canal, Laudon *et al.*, (2011) apresentaram um modelo simplificado para estimar a dinâmica de DOC no canal a partir da proporção de unidades de paisagem relacionadas ao uso do solo (i.e. florestas e *peatlands*) e sua contribuição relativa ao hidrograma. Desta forma, pressupõe-se que a variabilidade temporal da concentração de DOC no canal está relacionada a conectividade estabelecida entre os solos de cada unidade da paisagem e a rede de canais, sendo temporalmente dinâmica e susceptível a perturbações de natureza diversa.

Dada a distribuição não uniforme da concentração de carbono orgânico no perfil do solo, é esperado que o volume de água contida nos horizontes superficiais apresente elevadas concentrações de DOC (2 - 30 mg/L) devido a solubilização de material orgânico da liteira (Thurman, 1985), logo a dinâmica da água subsuperficial e consequente saturação do perfil, atrelada a lixiviação do DOC estocado no solo irá promover o incremento na concentração de carbono orgânico no canal (Hinton *et al.*,

1998; McGlynn & McDonnell, 2003a; Lambert *et al.*, 2011; Lambert *et al.*, 2013). Assim, espera-se ainda que a expansão e contração das áreas variáveis de afluência, (i.e. Tsukamoto, 1963; Hewllet & Hibbert, 1967) em resposta a períodos de seca e incrementos de precipitação modificam de forma significativa o regime e fluxos de escoamento subsuperficial, afetando assim a capacidade de decomposição e mineralização da matéria orgânica e consequente concentração de DOC no canal (Inamdar & Mitchell, 2006; Tiwari *et al.*, 2014), e fluxos de nutrientes no solo (Dietrich & Anderson, 1998).

Em ambientes florestais, as fontes primárias de DOC durante eventos são alóctones (Fisher & Likens, 1973; Vannote *et al.*, 1980; Fiebig *et al.*, 1990; Sorribas *et al.*, 2012) e relacionados a disponibilidade de matéria orgânica superficial (Hope *et al.*, 1997; Hinton *et al.*, 1998; Palmer *et al.*, 2001; Hood *et al.*, 2006; Lambert *et al.*, 2011; Lambert *et al.*, 2013). Para a escala da bacia hidrográfica, a integração do comportamento hidrológico, relacionados a transferência de DOC, e a própria variação sazonal de DOC em solos torna-se essencial para descrever as relações entre armazenamento e transferência de carbono para os canais (Dawson *et al.*, 2008; Eimers *et al.*, 2008). Ao analisarem 17 bacias hidrográficas, com áreas de drenagem entre 73 km² a 1.844 km², Hope *et al.*, (1997) indicam que as variações de armazenamento e o estoque de carbono orgânico no perfil do solo explicam 91% das variações anuais da concentração de DOC no canal.

Os processos erosivos atuam como principais agentes no transporte e deposição superficial do carbono orgânico na paisagem (Starr *et al.*, 2006; Ritchie *et al.*, 2007; Schwanghart & Jarmer, 2011), promovendo ainda a remoção seletiva dos agregados do solo (Gregorich *et al.*, 1998; Thomaz & Vestena, 2012). Considerando a desagregação primária de partículas com diâmetros reduzidos e baixa densidade (Lal, 1995), os sedimentos são usualmente enriquecidos não apenas com as partículas de silte e argila transportadas em conjunto com as formas estáveis de carbono orgânico presentes no solo (Baldock & Skjemstad, 2000), mas também de matéria orgânica particulada de fácil decomposição (Chaplot *et al.*, 2005).

Morel *et al.*, (2009), a partir da separação do hidrograma em 4 componentes, a saber: (I) precipitação, (II) aquífero profundo (profundidade > 3m), (III) água no perfil do solo e (IV) água estocada nas encostas (entre 1m a 3m de profundidade), estimam que apenas os dois últimos componentes contribuem de forma significativa para a

variação de DOC no canal. Neste sentido, o escoamento de base atua como um *continuum* hidrológico e biogeoquímico permanente entre a encosta e o canal, enquanto que o escoamento superficial propicia um rápido incremento de carbono orgânico em direção aos canais (Fiebig *et al.*, 1990), sobretudo em eventos de grande magnitude, capazes de superar os *thresholds* superficiais para geração de escoamento. Neste sentido, McGlynn & McDonnell (2003b) e Sanderman *et al.*, (2009) concluem que o escoamento subsuperficial é o maior contribuinte de DOC nos canais, considerando que as maiores concentrações ocorrem na ascensão do hidrograma em virtude da disponibilidade e facilidade de transporte das frações lábeis de carbono no solo durante eventos pluviométricos.

Dawson *et al.*, (2008) ao avaliar os padrões de concentração de DOC em três bacias hidrográficas (0,44km² - 10km²) no Reino Unido, indicam a existência de controles sazonais que explicariam a variabilidade temporal no canal. No verão, o déficit de água no perfil do solo é suprimido por precipitações com altas intensidades, resultado em aportes significativos de DOC ao canal, se comparado com vazões similares no inverno (Scott *et al.*, 1998; Dawson *et al.*, 2008). A liberação de DOC do solo em direção aos canais durante o outono é influenciada pela magnitude do evento e o tempo de estiagem, que implicará no tempo em que ocorreu a lixiviação do perfil do solo e a diminuição do déficit de saturação dos horizontes orgânicos superficiais. Desta forma, estes fatores que irão afetar a liberação de DOC estão relacionados diretamente com as condições de umidade do solo e a atividade biológica associada. Entretanto, o DOC permanece armazenado no perfil do solo (ou mineralizado na condição de CO₂), até que seja novamente lixiviado via processos hidrológicos subsuperficiais, cuja intensidade está relacionada à magnitude dos eventos pluviométricos (Dawson *et al.*, 2008).

Diversos estudos evidenciam que as perdas de nutrientes e carbono ocorrem em eventos pluviométricos (Boyer *et al.*, 1997; McGlynn & McDonnell, 2003a; Wagner *et al.*, 2008; Lambert *et al.*, 2011) e como os caminhos preferenciais interferem nas alterações biogeoquímicas do canal durante os eventos (Wagner *et al.*, 2008; Temnerud *et al.*, 2010), entretanto diversas incertezas e lacunas na descrição dos mecanismos de armazenamento e transferência do carbono orgânico dissolvido dos solos aos canais (Wagner *et al.*, 2008; Mei *et al.*, 2012). Por exemplo, devido ao padrão histerético da resposta da variação da concentração de DOC no canal pode-

se observar a ocorrência do pico de DOC antes (Boyer *et al.*, 1997) ou depois do pico de vazão na bacia hidrográfica (Hangen *et al.*, 2001). Desta maneira, a diferença entre os picos máximos de vazão e da concentração de DOC no canal sugere que os mecanismos que controlam o armazenamento e a transferência de DOC aos canais são espacial e temporalmente dinâmicos (Wagner *et al.*, 2008).

Conceitualmente, em uma escala temporal mais rápida, o reservatório de DOC no solo é reestabelecido durante períodos de vazões mínimas (i.e. pela lixiviação de compostos orgânicos do horizonte superficial do solo e pela atividade microbiológica), sendo que a dinâmica do aquífero raso impulsionada pela ocorrência de eventos pluviométricos promoverá a lixiviação destes compostos via escoamento subsuperficial, enriquecido pelo acréscimo da concentração de DOC no sentido Encosta - Zona ripária, com posterior contribuição ao canal (Boyer *et al.*, 1996; McGlynn & McDonnell, 2003a). Diversos estudos afirmam ainda que a saturação prolongada do perfil do solo, sobretudo em zonas ripárias, atua como fonte primária de DOC em bacias hidrográficas (Dosskey & Bertsch, 1994; Hinton *et al.*, 1998; McGlynn & McDonnell, 2003a; Laudon *et al.*, 2004; Morel *et al.*, 2009; Lambert *et al.*, 2011; Lambert *et al.*, 2013), devido a liberação e desagregação de DOC dos agregados do solo, sobretudo em função da dissolução dos óxidos de ferro (Lambert *et al.*, 2013).

Em geral, nos horizontes subsuperficiais do solo, especialmente nos que contém baixa concentração de carbono orgânico e altas concentrações de alumínio e ferro, observa-se um potencial de adsorção de DOC considerando a movimentação lateral e horizontal de água pelo solo, resultando em baixas concentrações de DOC (Liu & Sheu, 2003). Assim, afirma-se que subsuperficialmente não existe uma sazonalidade definida na concentração de DOC no solo, ao contrário da variação temporal da concentração em horizontes superficiais (Liu & Sheu, 2003), cuja sazonalidade é definida pela disponibilidade de matéria orgânica, temperatura e o grau de umidade do solo.

A constituição química dos solos e o uso associado, geralmente, atuam como as principais influências na variação espacial de DOC, cuja variabilidade ocorre devido aos distintos arranjos em diferentes bacias hidrográficas (Dawson & Smith, 2007). Sendo que as características pedológicas são importantes para compreensão da

dinâmica do carbono em bacias onde o DOC é originário da matéria orgânica terrestre (Brooks *et al.*, 1999).

Utilizando técnicas de análises de isótopos estáveis e datação de compostos orgânicos via isótopos estáveis e ^{14}C em uma bacia hidrográfica (1,3 km²) em clima temperado (Brocky Burn, Reino Unido), Palmer *et al.*, (2001) indicam que a concentração de DOC na solução do solo é, geralmente, recente em virtude do enriquecimento da água a partir de sua interação com as fontes de carbono orgânico superficiais no perfil do solo. Assim, estima-se que o aporte de DOC no canal também é de origem recente, uma vez que as fontes primárias de DOC estão relacionadas ao horizonte orgânico superficial do solo (Clymo & Pearce, 1995; Schiff *et al.*, 1997; Schiff *et al.*, 1998; Palmer *et al.*, 2001).

A relação entre a disponibilidade de DOC na água residual do solo e a temperatura do perfil é diretamente proporcional, uma vez que a taxa de decomposição/oxidação do carbono orgânico é reconhecida por ser limitada por baixas temperaturas e pela umidade do solo (Kalbitz *et al.*, 2000), sendo potencializada em períodos secos e quentes (Billet *et al.*, 2006). O aumento na temperatura do solo pode ser identificado como um fator que contribui para o incremento de liberação de DOC em direção aos canais devido à ação catalizadora nos processos de decomposição e mineralização de matéria orgânica (Evans *et al.*, 2006; Dawson & Smith, 2007; Winterdahl *et al.*, 2011), potencializando a mobilização de carbono orgânico (Dawson *et al.*, 2008).

Integrar a relação entre o volume de escoamento e concentrações químicas nos solos das zonas ripárias pode ser utilizado para estimar a variabilidade química da água nos canais (Bishop *et al.*, 2004). O movimento subsuperficial, em escala temporal de horas a dias, faz com que a água adquira as características químicas do perfil do solo (em escalas temporais maiores, esta relação tende a tornar-se inversa). Assim, com a evolução e enriquecimento químico da água nos caminhos preferenciais de fluxo determinados pela constituição química do solo, o volume de água que irá atingir o canal trará características químicas das encostas e, sobretudo, das zonas ripárias, uma vez que os solos ripários são os últimos a terem contato com a água antes do aporte no canal (Bishop *et al.*, 2004).

Com um resultado ligeiramente diferenciado ao visar compreender a variação da concentração e fluxos de DOC no canal a partir da separação de hidrograma em 3

componentes (escoamento superficial, água no solo + escoamento subsuperficial e aquífero profundo) em uma encosta sem a presença de zona ripária (bacia hidrográfica do rio Thukela, África do Sul), Chaplot & Ribolzi (2014) indicam que ocorre a decomposição e estabilização da matéria orgânica transportada via DOC ao longo de uma encosta. Embora inesperada (Chaplot & Ribolzi, 2014), esta perda via emissão para atmosfera ou estabilização no solo corresponderia a uma taxa de aproximadamente 80% da concentração de DOC obtido no terço superior da encosta em relação ao terço inferior. Desta maneira, estima-se que parte do DOC mobilizado durante eventos fica armazenado na encosta, em virtude da desconectividade temporária com o canal.

Entretanto, diversos estudos identificaram os processos hidrológicos originários na zona ripária como mecanismos de controle da variabilidade biogeoquímica nos canais em bacias florestadas (Fiebig *et al.*, 1990; Dosskey & Bertsch, 1994; Hinton *et al.*, 1998; McDonnell *et al.*, 1998; Bishop *et al.*, 2004; Lambert *et al.*, 2011). Logo, as características químicas da zona ripária promovem uma assinatura química na água em função das características distintas do perfil de solos a montante do local de amostragem, por exemplo, o incremento nas concentrações de Ca, DOC e Cl da água escoada subsuperficialmente a partir das condições de mistura com a água residual do perfil do solo (*old water*) (Bishop *et al.*, 1995; Bishop *et al.*, 2004).

Em função disso, a concentração de DOC em diversas fontes e no canal pode ainda ser utilizada como elemento traçador para separação dos componentes do hidrograma (Brown *et al.*, 1999; McGlynn & McDonnell, 2003b; Casper *et al.*, 2003; Carey & Quinton, 2005; Hood *et al.*, 2006; Trcek *et al.*, 2006; Inamdar & Mitchell, 2006; James & Roulet, 2009; Chaplot & Ribolzi, 2014) devido a possibilidade de caracterização da qualidade (Hood *et al.*, 2006) e concentração do elemento traçador. Neste sentido, considerando que o tempo de transferência da água da encosta e solo durante eventos raramente excede algumas horas, a concentração de DOC pode ser considerada como um soluto com caráter *quasi*-conservativo até o aporte no canal (Casper *et al.*, 2003). Assim, a caracterização do comportamento e contribuição de DOC no canal pode auxiliar a determinação não somente das áreas fontes, mas também de características químicas associadas a própria ciclagem do carbono orgânico (Hood *et al.*, 2006), como por exemplo, processos químicos de redução de ferro no perfil do solo (Lambert *et al.*, 2013).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

A bacia hidrográfica experimental do rio Sagui localiza-se no Planalto Norte do estado de Santa Catarina, inserida no município de Rio Negrinho, nas proximidades da divisa com o estado do Paraná (Figura 6). Drenando uma área total de 0,24 km² a bacia do rio Sagui está embutida na bacia hidrográfica do Alto rio Negro, afluente da margem esquerda do rio Iguaçu.

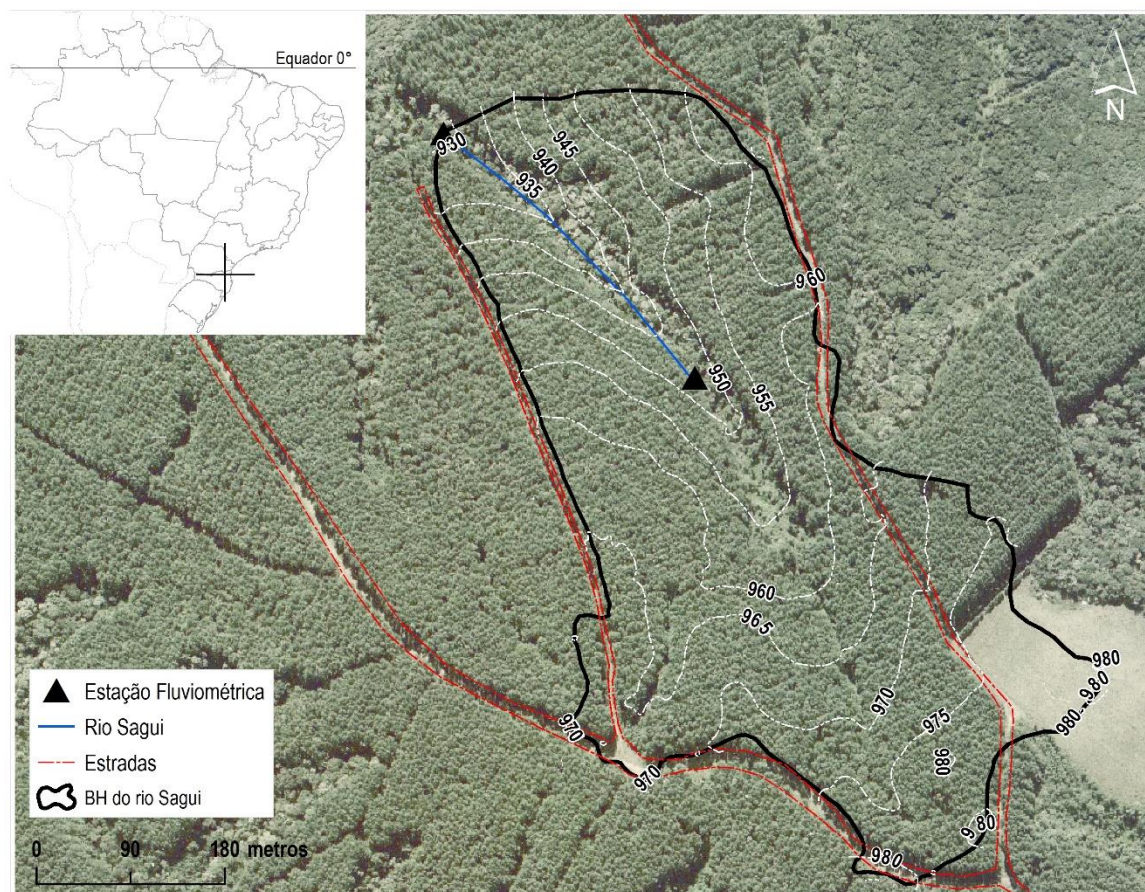


Figura 6 – Bacia hidrográfica do rio Sagui (curvas de nível representadas com equidistância de 5 metros).

O clima da região é classificado como do tipo *Cfb* na classificação de Köppen (1948), com verões frescos, constantemente úmido e sem estação seca definida. A temperatura média anual varia de 15,5 °C a 17,0 °C e a precipitação pluviométrica

total média histórica é entre 1.360 a 1.670 mm/ano, com o total anual de dias de chuva entre 138 e 164 dias.

A área da bacia hidrográfica do rio Sagui é predominantemente recoberta com florestas, sendo que nas encostas ocorre o predomínio de floresta plantada de *Pinus taeda spp.*, com idade aproximada de 5 anos. Nas zonas ripárias, ocorre a presença de mata nativa em processo de regeneração natural iniciado em conjunto com o plantio realizado nas encostas. Anteriormente, a bacia também apresentava reflorestamento de *Pinus taeda spp.*, sendo que o mesmo foi cortado com cerca de 30 anos de idade e imediatamente substituído pelo plantio atual. Desta forma, apesar do reflorestamento atual estar em estágio inicial, a bacia pode ser considerada como florestal, principalmente pelas características conferidas ao solo.

Os solos predominantes na região de estudo são Cambissolos, derivados de rochas sedimentares, possuindo baixa fertilidade e elevados teores de matéria orgânica, com horizonte B incipiente, definido pelo baixo gradiente textural, pela média e alta relação silte/argila ou pela presença de minerais primários de fácil decomposição, não sendo hidromórficos, porém podem apresentar caráter gleico (Dalagnol, 2001).

Relativo aos aspectos hidrológicos do solo, a bacia hidrográfica experimental do rio Sagui pode ser subdividida em duas unidades pedológicas principais, de acordo com a permanência da posição do nível freático em relação a superfície: (i) solos bem drenados, geralmente associados a um padrão de caminhos preferenciais de forma vertical, onde o nível freático encontra-se geralmente a alguns metros abaixo da superfície, coincidindo com as encostas e (ii) áreas onde o solo apresenta características hidromórficas, possuindo um horizonte superficial orgânico de profundidade variável, localizados na zona ripária e em áreas planas e com grande acumulação de fluxo, com um reduzido déficit de saturação no perfil do solo, em que os caminhos preferenciais de fluxo ocorrem tanto de forma vertical quanto horizontal.

4.1.1 Levantamento Topográfico

Devido a inexistência de uma base cartográfica em escala adequada aos objetivos deste trabalho e da representação do relevo compatível com estudos de

hidrologia de encosta foi realizado um levantamento topográfico detalhado da bacia hidrográfica do rio Sagui (Siefert *et al.*, 2014).

Inicialmente foi materializado um ponto de referência no interior da bacia, sendo sua coordenada determinada com equipamento GPS (*Global Positioning System*) modelo Trimble® GeoExplorer XT.

Após coleta da coordenada em campo, foi realizado o pós-processamento com auxílio do software GPS *Pathfinder Office 4.0*, utilizando dados da estação de referência Curitiba-PR disponibilizadas no sistema SCNET – Santiago & Cintra. Este ponto foi definido considerando a sua localização, fácil acesso e visibilidade para a continuidade do levantamento topográfico, sendo definido como a primeira ocupação do levantamento realizado.

O levantamento topográfico foi realizado com estação total modelo Leica® Flexline TS02. O caminhamento para irradiação dos pontos foi realizado com o objetivo de obter linhas representativas do perfil das encostas, talvegues e divisores da bacia, buscando-se, quando possível, manter um intervalo regular de 10 metros entre os pontos coletados. No total, em 11 dias de campo, foram levantados 1.773 pontos, considerando ocupações e os pontos irradiados, com densidade média de 73,8 pontos / hectare (10.000 m²), caracterizando um levantamento topográfico na escala 1:500, conforme NBR 13.133 (ABNT, 1994).

4.1.2 Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Sagui

Como forma de caracterizar a bacia hidrográfica do rio Sagui, a partir do levantamento topográfico foram obtidos atributos topográficos descritores do relevo para formulação de modelos qualitativos de paisagem, como por exemplo: altimetria (Figura 7a), declividade (Figura 7b), índice topográfico (Figura 7c) (Beven & Kirkby, 1979) e fator *LS* (Figura 7d) (Moore & Burch, 1986). Os atributos foram calculados considerando uma resolução espacial de 1m, em escala 1:500.

O índice topográfico (adimensional) é função da declividade, estando sujeito a seguinte restrição: $0^\circ < \beta < 90^\circ$. Logo, quando os valores de declividade são próximos a 0° , o bloco da bacia poderá apresentar um valor alto de *IT*, quando este relevo plano estiver combinado com uma grande área de contribuição de montante. Sendo que o inverso, ou seja, elevadas declividades e pequenas áreas de contribuição, irá

condicionar a ocorrência valores baixos de IT . Assim, quanto maior o valor do IT comparativamente em uma bacia hidrográfica, maior será a sua propensão a atingir o estado de saturação e apresentar um maior índice de umidade no solo.

O índice topográfico é obtido conforme a equação:

$$IT = \ln \frac{a}{\tan \beta} \quad (1)$$

onde IT é o índice topográfico, a é a área específica de contribuição a montante do pixel (m^2) e β é declividade local.

De maneira geral, o índice topográfico irá representar a propensão de saturação de um *pixel* da bacia hidrográfica e é utilizado em diversos modelos hidrológicos como descritor do relevo para simulação do processo de área variável de afluência e identificação de áreas úmidas. Desta forma, a análise da distribuição espacial do IT na bacia do rio Sagui indica uma maior propensão a saturação do solo em três áreas principais a montante da nascente, em pequenos vales que apresentam saturação temporária, conforme evidências empíricas, com predomínio de baixas declividades e maiores áreas de contribuição.

O fator LS (adimensional) é a variável topográfica utilizada nos modelos da família $USLE$ (*Universal Soil Loss Equation*) para determinar o potencial de perda de solo, apresentando-se como um atributo que integra características de declividade e comprimento da encosta, sendo obtido a partir da equação desenvolvida em Moore & Burch (1986). Na bacia hidrográfica do rio Sagui observam-se os maiores valores de LS nas proximidades do terço médio do canal, onde nota-se uma quebra de relevo mais evidenciada nas margens deste trecho.

4.2 Monitoramento hidrológico e delineamento experimental

A estação hidrossedimentológica do rio Sagui, instalada no exutório da referida bacia hidrográfica, encontra-se em operação desde Janeiro de 2007. As variáveis cota (sensor de nível GE - Druck PTX 1030, acoplado a um *data logger* modelo Waterlog H500XL) e turbidez são medidas e registradas em intervalos de 10 minutos. No

mesmo local de monitoramento, na margem direita do canal, está instalado um lance de régua liminimétrica (amplitude 0 - 1m) para leitura convencional.

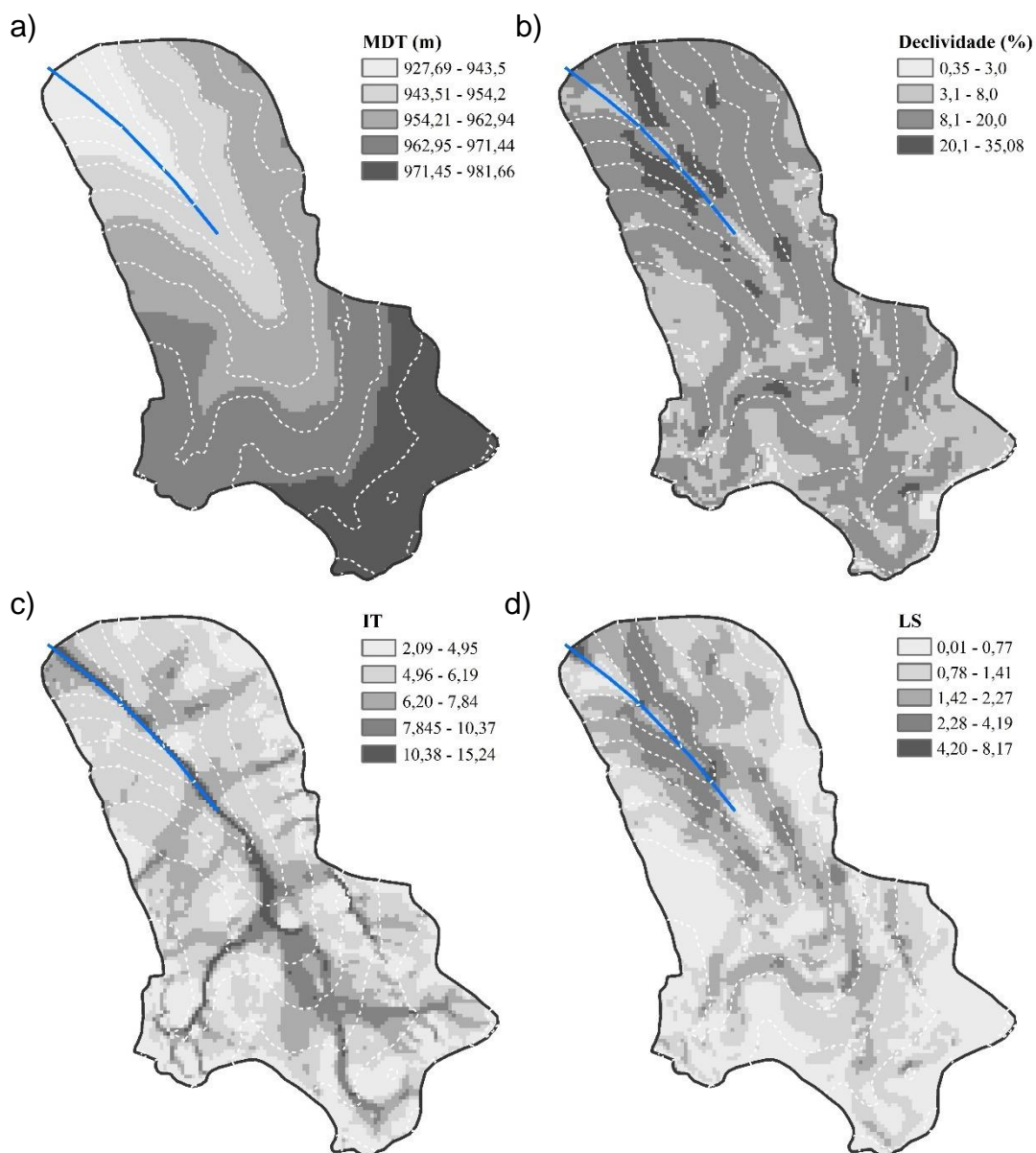


Figura 7 – a) Modelo Digital do Terreno; b) Declividade; c) Índice Topográfico e d) Fator LS da bacia hidrográfica do rio Sagui (curvas de nível representadas com equidistância de 5 metros).

A estação conta ainda com uma estrutura de monitoramento composta por vertedor triangular + calha Parshall + vertedor retangular. Esta estrutura mista permite medir com precisão uma ampla faixa de variação de vazões com um único sensor de nível (Santos, 2009), instalado a aproximadamente 50 cm a montante da estrutura na

margem esquerda do canal. Considerando que uma estrutura mista igual a esta está em operação na bacia experimental do rio Saci (análoga a bacia do rio Sagui), a curva chave adotada para este estudo é a mesma utilizada em Santos (2009), sendo extrapolada até a cota correspondente à altura da calha (100 cm).

A bacia conta ainda com uma seção de monitoramento na nascente do rio Sagui, drenando uma área de 0,15 km². Na nascente do rio Sagui está instalado um vertedor triangular, com sensor de nível acoplado a um *data logger* para monitoramento e registro das vazões (10 minutos) na seção.

A Figura 8 apresenta a visão geral dos pontos de monitoramento da bacia hidrográfica do rio Sagui.

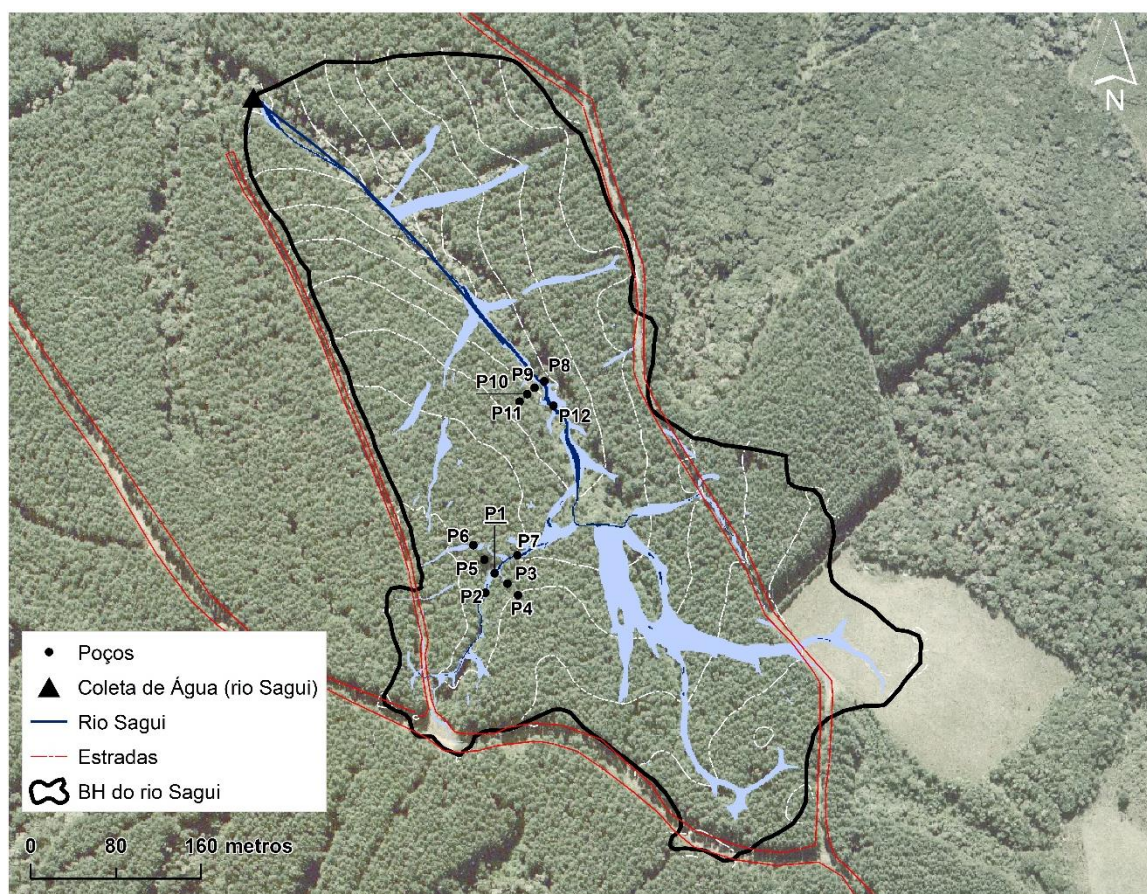


Figura 8 – Croqui de localização dos pontos de monitoramento na bacia hidrográfica do rio Sagui. Em azul claro está a área máxima saturada e em azul escuro a área permanentemente saturada para a bacia do rio Sagui⁴.

⁴ As áreas saturadas máximas e mínimas da bacia hidrográfica do rio Sagui foram obtidas a partir da aplicação do modelo hidrológico TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979), sendo este resultado apresentado no Relatório Final para o projeto - MCT/CNPq Nº 014/2011 – Monitoramento e modelagem de áreas hidrologicamente sensíveis em microbacia escola.

Foram instalados poços com monitoramento do nível do aquífero raso automatizado em duas seções: uma localizada imediatamente a montante da nascente e outra em uma porção das encostas da bacia. No total, 12 poços foram instrumentados na bacia do rio Sagui, sendo 7 em áreas de encosta passíveis de saturação do perfil do solo (poços P1 a P7) e 5 em área de zona ripária, nas proximidades da nascente (poços P8 a P12) (Figura 8).

As Figura 9 e 10 apresentam os perfis transversais dos poços considerando a distância relativa ao divisor da bacia e profundidade até a camada rochosa em cada local monitorado.

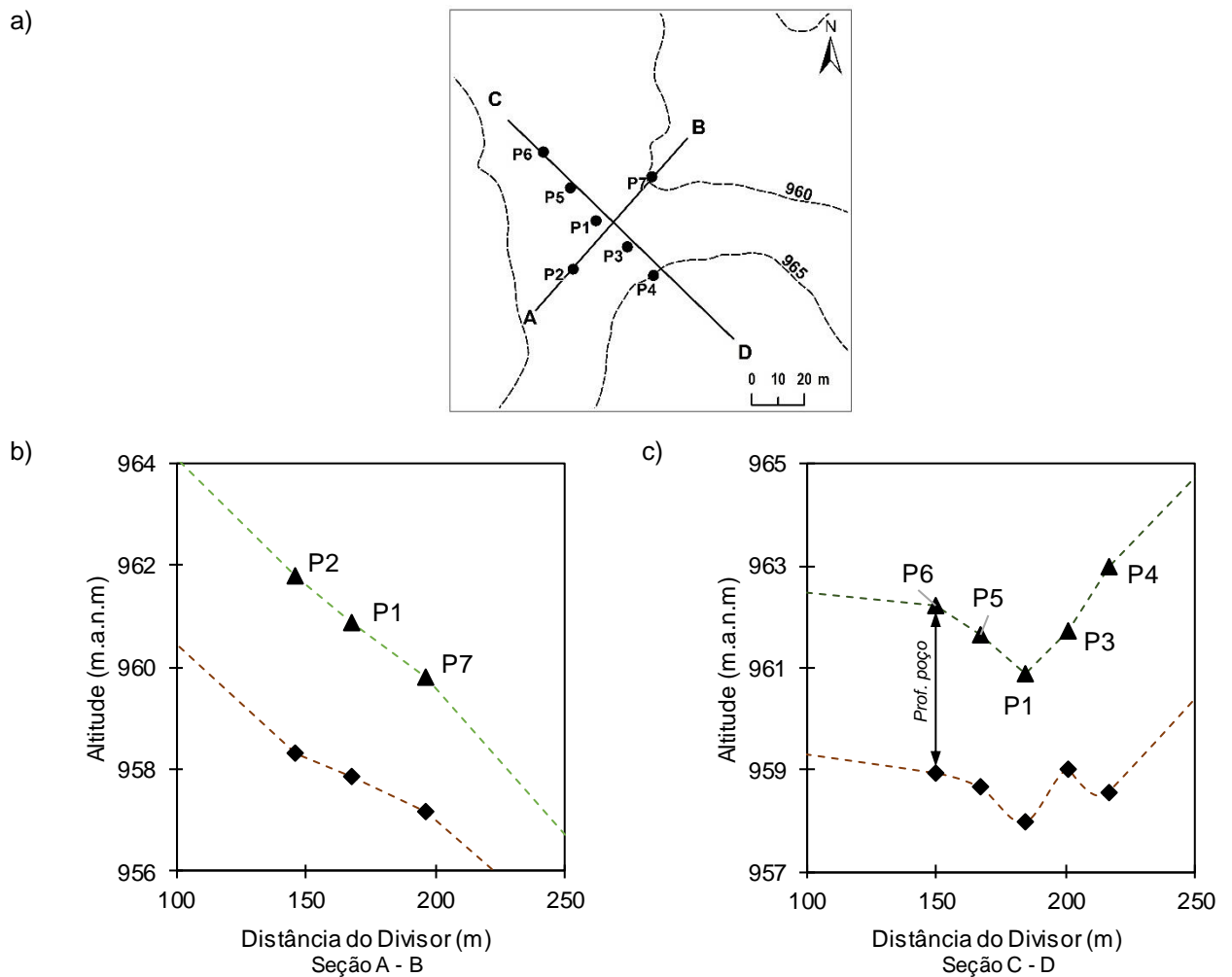
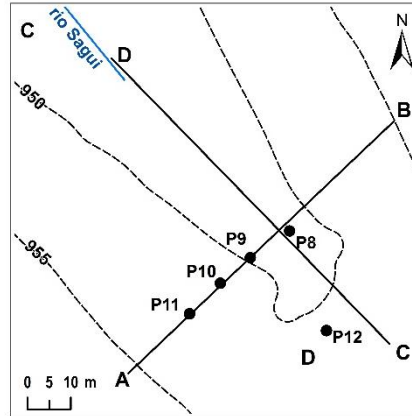
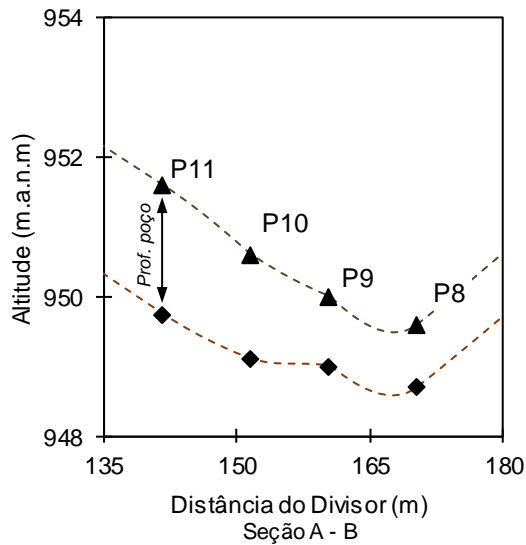


Figura 9 – a) Localização da seção de poços; b) e c) transecto dos poços na seção de monitoramento em porção das encostas da bacia do rio Sagui (nas Figuras b) e c) a linha pontilhada verde representa o perfil da superfície do terreno enquanto que a linha marrom representa o perfil da camada rochosa).

a)



b)



c)

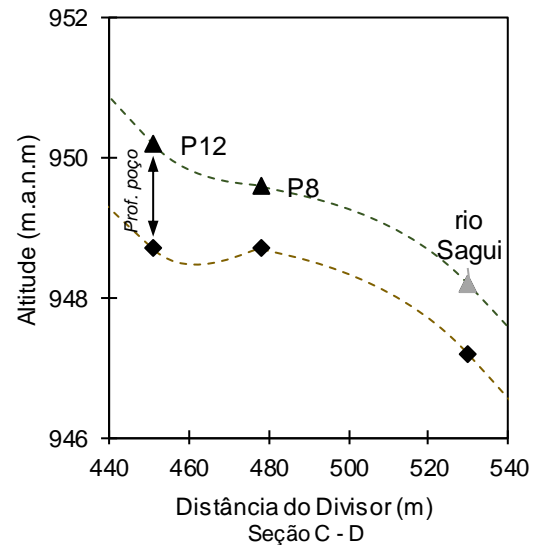


Figura 10 – a) Localização da seção de poços; b) e c) transecto dos poços na seção de monitoramento nas proximidades da nascente do rio Sagui (nas Figuras b) e c) a linha pontilhada verde representa o perfil da superfície do terreno enquanto que a linha marrom representa o perfil da camada rochosa).

A Tabela 2 apresenta um resumo das características dos poços monitorados na bacia do rio Sagui considerando a profundidade até a camada impermeável, condutividade hidráulica saturada, IT, altitude, LS e declividade.

Os poços foram instrumentados com *data logger Global Water* multicanal modelo GL-500 7-2 acoplados a sensores de nível LHG-SN003-10m, construídos a partir da adaptação do modelo LHG-SN001-10m (Santos, 2009), visando a leitura e registro automático (resolução temporal de 10 minutos) do nível da água.

Tabela 2 – Características dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Sagui.

Poço	Prof. ¹	Ks	IT	Altitude	LS	Decl.
-	[cm]	[m/d]	[-]	[m.a.n.m]	[-]	[%]
P1	300	22,9	12,89	960,8	0,40	1,5
P2	350	15,1	11,63	961,8	1,11	2,7
P3	270	6,0	7,93	961,3	1,28	5,2
P4	440	2,4	7,05	961,9	1,06	4,8
P5	300	10,2	6,04	962,0	0,33	3,2
P6	330	3,5	6,72	962,9	1,27	6,5
P7	265	19,9	12,56	959,9	0,75	2,0
P8	90	9,4	9,18	949,6	0,36	2,4
P9	100	124,8	7,21	950,0	0,55	3,4
P10	150	2,6	7,21	950,6	1,54	7,8
P11	185	2,6	5,67	951,6	1,91	9,5
P12	120	131,6	10,5	950,2	1,35	2,7

¹ Profundidade do solo + horizonte C.

A estrutura física do sensor de nível foi montada em uma base (alongador) de aço inoxidável, um plug roscável de PVC e dois *caps* roscáveis em PVC compondo uma estrutura estanque, cabos de alimentação e sistema de tubo capilar para compensação da pressão atmosférica (Figura 11).

O sensor é composto ainda de um transdutor de pressão (modelo MPXV5100GC6U, Freescale Semiconductor, Inc.) compatível com a amplitude esperada de variação do nível de água e profundidade dos poços, sendo calibrado em mesa de aferição de pressão com leituras em um multímetro de precisão considerando um ajuste linear entre a pressão mínima equivalente a 0 m.c.a (metros de coluna de água) e máxima equivalente a 10 m.c.a. Os sensores foram construídos e calibrados no Laboratório de Hidrogeomorfologia da UFPR.

Para efeitos de comprovação da linearidade da resposta dos sensores e obtenção das equações correspondentes para conversão de pressão em coluna da água, realizou-se a calibração em um transdutor de pressão. Considerou-se a obtenção de leituras com pressão equivalente a exercida pela coluna de água com as seguintes alturas: 0, 0,25, 0,50, 0,75, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 e 10 m e a calibração realizada com os pontos extremos (0 – 10 m), visando avaliar os resultados e a necessidade do refinamento da calibração para cada sensor (Figura 12).

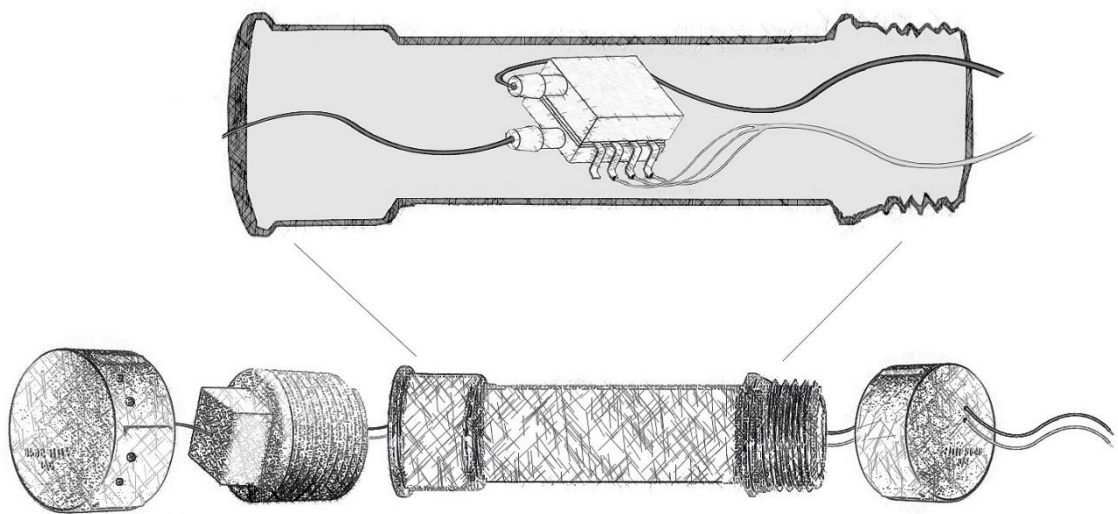


Figura 11 - Esboço do projeto do sensor de nível LHG-SN003-10m.

Desta maneira, os sensores foram calibrados individualmente considerando o ajuste linear obtido entre as pressões equivalentes entre os pontos extremos (0 – 10 m) e as voltagens correspondentes.

Os dados de precipitação são medidos a cerca de 2 km do exutório da bacia hidrográfica do rio Sagui. A estação de monitoramento pluviométrico contém um pluviômetro do tipo basculante (*tipping bucket*) modelo Waterlog H-340, acoplado ao *data logger* (modelo Waterlog H500XL), possibilitando o registro automático da precipitação.

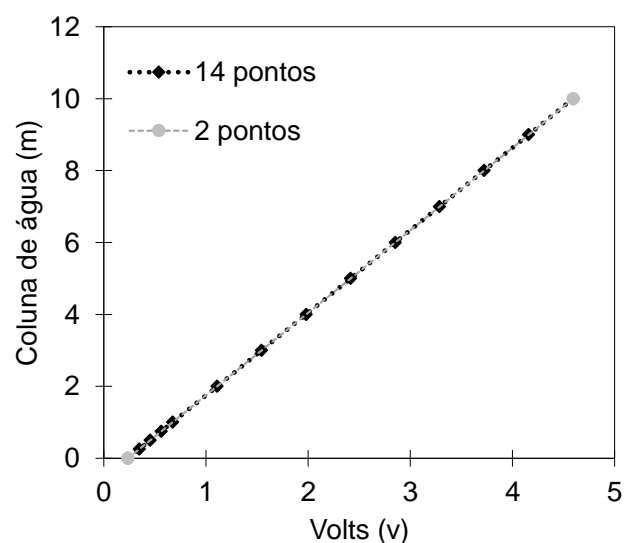


Figura 12 – Comparativo entre os ajustes obtidos para um mesmo transdutor de pressão durante as calibrações com 2 e 14 pontos de controle.

4.2.1 *Antecedent Precipitation Index*

Como forma de sintetizar as condições de armazenamento na bacia do rio Sagui com base nos dados de precipitação obtidos calculou-se o *Antecedent Precipitation Index* (API) (McDonnell *et al.*, 1991) considerando como base os 7 dias anteriores. Diversos estudos consideram os valores de API como forma de comparação das condições de umidade para situações pré-evento (p.ex. Inamdar *et al.*, 2006; Christopher *et al.*, 2008; Jiang *et al.*, 2010). Desta maneira, o API foi obtido conforme a seguinte equação:

$$API_n = \sum_{i=1}^n \frac{Pi}{i} \quad (2)$$

onde: *API* = *antecedent precipitation index* (mm), *n* = número de dias e *Pi* é o total de precipitação no *i*º dia antes do evento.

4.3 Amostragem de água no canal e aquífero raso e procedimentos analíticos: determinação da concentração de DOC em amostras líquidas

As coletas eventuais de água no canal e poços para determinação de DOC foram realizadas por ocasião das visitas na bacia experimental.

A coleta de água nos poços foi realizada com amostradores do tipo Bailer. Este equipamento permite a coleta de amostras simples de água, sem causar perturbações na coluna de água no interior de poços. Possui capacidade de coletar cerca de 1.000 ml com vazão de aproximadamente 2,5 L/minuto. Seu funcionamento é a partir de uma válvula móvel que permite a entrada da água pelo orifício localizado na base do equipamento, sendo que o seu fechamento ocorre com o peso da coluna da água, permitindo a retirada do amostrador sem perda de volume líquido amostrado.

Para coleta de amostras do canal, utilizou-se o método de coleta instantânea (*grab sampling*), a jusante do vertedor instalado no exutório da bacia experimental do rio Sagui. As amostras foram coletadas em garrafas de polietileno comum com capacidade para 300 ml.

As análises para quantificação da concentração de DOC para cada amostra de água coletada foram realizadas no Analisador de Carbono Orgânico (ACO) modelo TOC-VCPH (SHIMADZU Corporation®) que permite a quantificação da concentração de carbono orgânico dissolvido, carbono inorgânico dissolvido e carbono total (resultante da soma das concentrações de DOC e DIC). Entretanto, devido à natureza e objetivos desta pesquisa, somente foi analisada a concentração de DOC nas amostras selecionadas.

O método utilizado para quantificação da concentração de DOC é a oxidação catalítica por combustão a 680° C, sendo a detecção de gases resultantes da combustão realizada por sensor infravermelho não dispersivo (NDIR, do inglês *Non-dispersive Infrared Sensor*) (SHIMADZU Corporation®, 2003). A concentração limite de trabalho do equipamento é < 25.000 mg/L, com limite de detecção de $\pm 0,4 \mu\text{g/L}$.

As amostras de água coletadas sendo imediatamente refrigeradas em caixa térmica durante o deslocamento campo – laboratório, conforme indicado em Buffam *et al.*, (2007) e Tiwari *et al.*, (2014), em período não superior a 3 dias.

Posteriormente, em laboratório, as amostras de água foram filtradas em membranas ésteres de celulose com porosidade de 0,45 μm para separação do material sólido e líquido, previamente lavadas com 100 ml de água deionizada. O material líquido resultante (frações de 50 ml) foi acidificado com solução de H₂SO₄ P.A. (1 ml de ácido para 50 ml de água) para remoção de compostos inorgânicos.

As amostras foram congeladas até o momento da análise no ACO TOC-VCPH (3 repetições por amostra) no Laboratório de Engenharia Ambiental Francisco Borsari Netto do Departamento de Hidráulica e Saneamento (LBEAM/DHS) da Universidade Federal do Paraná. No total, foram analisadas 91 amostras, sendo 18 coletadas no exutório da bacia e 73 amostras dos poços nas seções instaladas.

4.4 Amostragem de solo e procedimentos analíticos: determinação do teor de C_{org} em amostras sólidas

As análises para quantificação do teor de C_{ORG} para cada amostra de solo coletada foram realizadas no Analisador de Carbono Orgânico (ACO) modelo TOC-VCPH (SHIMADZU Corporation®) que permite a quantificação do teor de carbono

orgânico, carbono inorgânico e carbono total (resultante da soma das concentrações de C_{Org} e CI) em amostras sólidas.

Foram coletadas amostras deformadas (~200 gramas) de solo utilizando trado tipo holandês com 20 cm de caçamba de diâmetro de 1,5 polegada em 5 profundidades no perfil do solo, a saber: 0 – 10 cm, 10 – 30 cm, 30 – 50 cm, 50 – 70 cm e 70 – 100 cm. Foram coletadas 59 amostras nos 12 poços de monitoramento nas seções instaladas na encosta e zona ripária.

O pré-preparo das amostras foi realizado em laboratório, conforme indicando em LABEAM (2015). As amostras foram secas em estufa (40°C, por 48 horas) para eliminação da umidade. Posteriormente, as amostras foram destorroadas e passadas em peneira com abertura de 2,0 mm. Do material sólido resultante, separou-se 2,0 gramas para eliminação da fração inorgânica da amostra mediante aplicação de 10 ml de HCl 1 mol.L⁻¹ e aquecimento em chapa metálica (150° C, até secar a amostra). Após este procedimento, pesou-se 0,2 gramas do material em recipientes de quartzo calcinados utilizados para inserção no equipamento e posterior queima (3 replicatas por ponto amostrado). No total, foram realizadas 177 análises, sendo 105 nos pontos da seção de monitoramento na porção da encosta e o restante na seção de monitoramento instalada imediatamente a montante do canal.

O método utilizado para quantificação da concentração de C_{Org} é similar ao método utilizado para obtenção da concentração de DOC. O material sólido é inserido em forno para sua total combustão a 1000 °C. O C_{Org} é então liberado e então quantificado na forma de CO₂, sendo a detecção de gases resultantes realizada por sensor infravermelho não dispersivo (NDIR, do inglês *Non-dispersive Infrared Sensor*) (SHIMADZU Corporation®, 2003).

4.5. Análise estatística

Os dados oriundos do monitoramento hidrológico e das coletas foram agrupados e analisados separadamente de acordo com a posição na paisagem.

Para identificar os fatores que controlam o comportamento do aquífero raso nos locais de monitoramento, procedeu-se com a elaboração de duas rodadas de análise hierárquica de clusters (HCA, *hierarchical cluster analysis*) para os 12 poços monitorados considerando os valores de média do nível, mediana do nível, desvio

padrão, intervalo de variação das leituras, elevação, índice topográfico, condutividade hidráulica saturada, transmissividade do solo, LS e profundidade do solo até camada impermeável e, posteriormente, os valores e média e mediana do nível do aquífero raso, concentrações de DOC (mínimas, médias e máximas) e teor de SOC (0 – 30 cm). Como medida de dissimilaridade foi utilizado o algoritmo *k-means*, com o objetivo de identificar locais semelhantes quanto ao comportamento do aquífero raso a partir de características distintas (R Development Core Team, 2009).

Além disso, análises de correlação linear foram efetuadas entre os teores de SOC nos locais de sondagem e as concentrações médias de DOC considerando variáveis morfométricas da paisagem (p.ex. índice topográfico e fator LS). Para cada variável analisada, realizou-se análise estatística descritiva pelo cálculo do mínimo, mediana, máximo, desvio absoluto médio, média, desvio padrão, variância e coeficiente de variação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Dinâmica do aquífero raso e mecanismos de geração de vazão na bacia do Rio Sagui

5.1.1 Heterogeneidade espacial e temporal do aquífero raso

A dinâmica geral do aquífero raso apresenta comportamento diretamente relacionado com a variabilidade da precipitação na bacia monitorada (Figura 13 e Figura 14). O período monitorado compreendeu 293 dias (03/03/2015 a 21/12/2015) considerando a aquisição conjunta dos dados de vazão na nascente do rio Sagui, precipitação e monitoramento automatizado do nível do aquífero raso em 12 locais distintos.

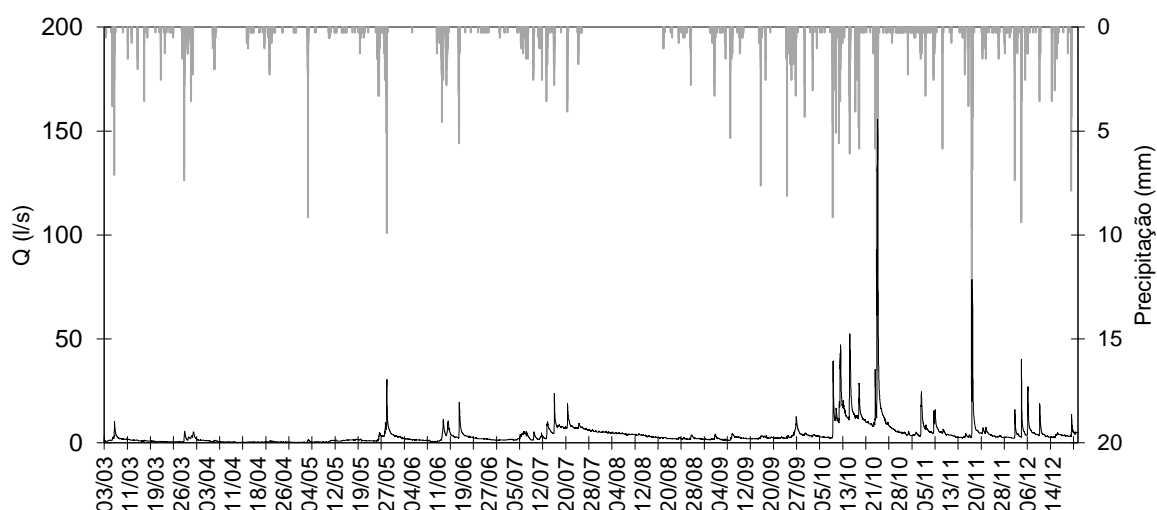
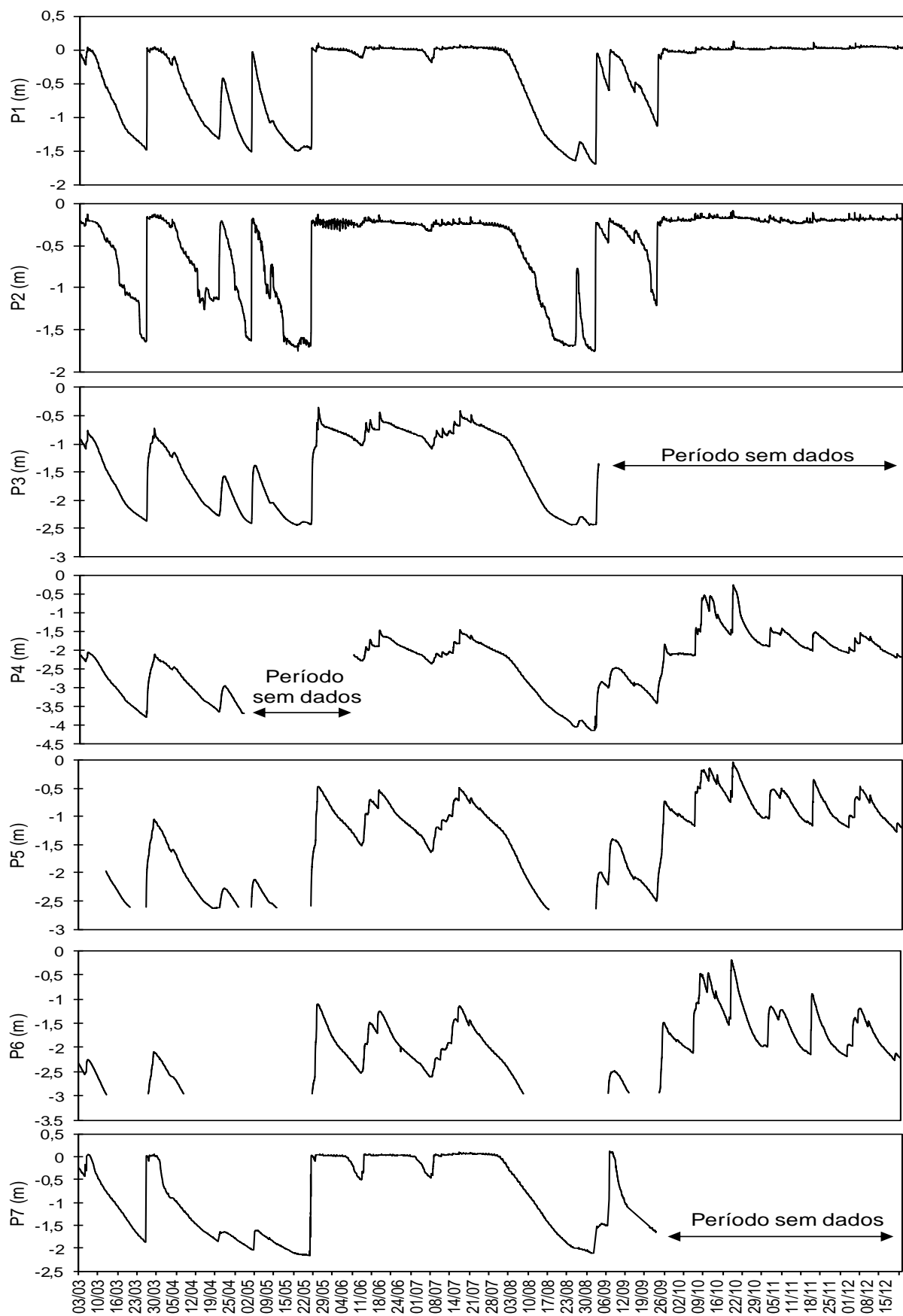


Figura 13 – Precipitação e vazão na nascente para o período entre 03/03/2015 a 21/12/2015.

No total, o período monitorado apresentou 188 dias chuvosos, totalizando 1.752,6 mm. Chuvas mais intensas foram concentradas após o mês de outubro, contabilizando 45% do total precipitado no período. Observou-se ainda forte sazonalidade na precipitação, perfazendo um inverno mais seco seguido de um período de chuvas mais frequentes e intensas a partir do outono. A variação dos totais precipitados por dia estão entre 0,25 mm a 98mm. Em geral, precipitações >10mm ocasionaram respostas na variação da vazão e aquífero raso nas unidades de paisagem monitoradas.



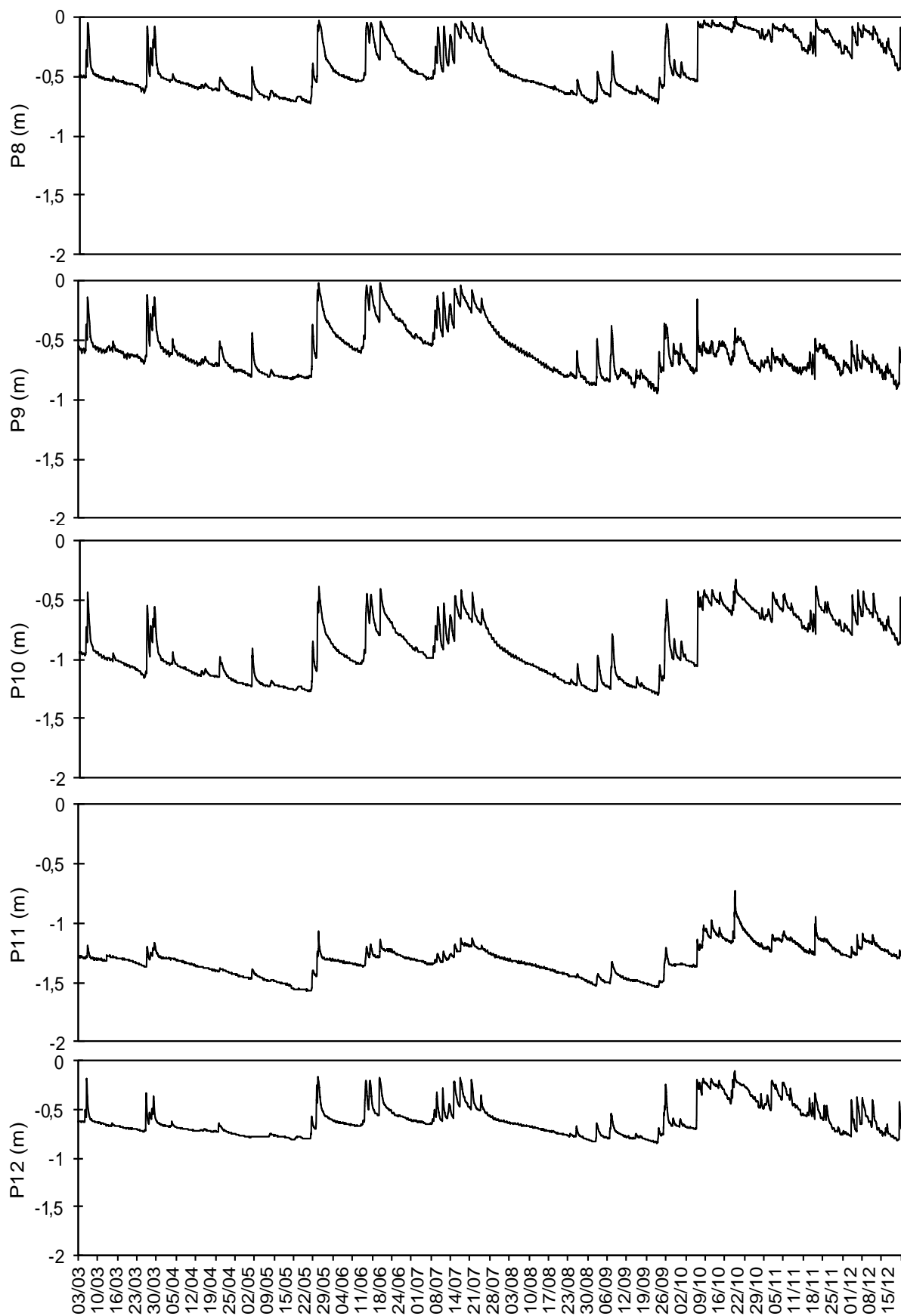


Figura 14 – Dinâmica do aquífero raso nos locais de monitoramento do aquífero raso (03/03/2015 a 21/12/2015).

Obtiveram-se vazões entre 0,22 l.s⁻¹ a 155,6 l.s⁻¹ e uma vazão média de 3,8 l.s⁻¹ ($\pm 5,6$ l.s⁻¹), evidenciando forte dinâmica de geração de vazão na nascente do rio Sagui e na bacia hidrográfica mediante eventos pluviométricos. Assim como a precipitação, a produção de água na bacia apresentou dinâmica sazonal evidenciada sobretudo no período posterior ao início da primavera, com maiores vazões médias e nível do aquífero raso mais próximo da superfície nos locais monitorados.

A respeito disso, Gomi *et al.*, (2002) indicam que bacias de cabeceira possuem uma baixa capacidade de armazenamento de água e linhas de escoamento curtas. Desta maneira, o mecanismo de geração de vazão atuante nestas áreas é determinado pelas condições antecedentes de umidade nas encostas e bacias de zero ordem (Sidle *et al.*, 2000; Sayama *et al.*, 2011). Assim, em períodos de baixa umidade antecedente no perfil do solo, a dinâmica das vazões estará relacionada a dinâmica espaço-temporal das áreas saturadas próximas ao canal ou ainda, em períodos de altas taxas de umidade antecedente, a contribuição também das vertentes das bacias de zero ordem e caminhos preferenciais (Sidle *et al.*, 2000), conforme evidenciado em Santos (2009) e Marangon (2013) para bacia de cabeceira contígua à bacia do rio Sagui.

Como forma de inferir sobre as condições de umidade antecedente na bacia do rio Sagui e como estas condições afetam os mecanismos de geração de vazão, a Figura 15 apresenta a variabilidade temporal do API7 para a bacia do rio Sagui no período monitorado. Em geral, observa-se que a bacia apresenta condições de altas taxas de umidade antecedente em praticamente todo o período, com um ligeiro aumento posterior ao mês de Setembro/2015, evidenciando dois patamares distintos de condições de umidade antecedente na série devido a ocorrência de eventos pluviométricos em maior intensidade, duração e frequência no segundo semestre.

De maneira geral, os poços monitorados nas seções da encosta e zona ripária exibiram comportamentos distintos com relação aos níveis do aquífero raso durante o período monitorado (Figura 16). Com relação aos poços localizados na porção da encosta, destaca-se que os sensores instalados nos poços P3, P4 e P7 apresentaram interrupções de leitura em períodos distintos. Já os poços P5 e P6 apresentam períodos sem leitura em função de não terem lâmina de água em profundidade acima do local de instalação do sensor.

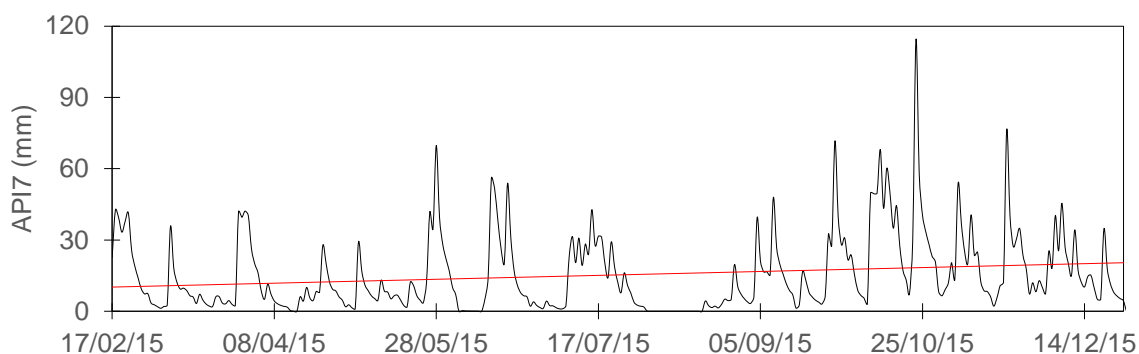


Figura 15 – Variabilidade das condições de umidade antecedente (API_7) na bacia do rio Sagui entre 03/03/2015 a 21/12/2015. A linha vermelha indica a tendência positiva da série.

Os resultados obtidos a partir do monitoramento do nível do aquífero raso em diferentes unidades de paisagem na bacia hidrográfica do rio Sagui indicam que as zonas ripárias apresentam uma capacidade de resposta mais rápida a eventos pluviométricos em comparação a encosta.

Poços localizados no talvegue na seção da encosta (P1, P2 e P7) (Figura 14 e Figura 16) possuem o aquífero raso mais próximo da superfície e, frequentemente, atingem condições de saturação do perfil do solo ou com reduzido déficit de umidade, apresentando ainda uma maior condutividade hidráulica saturada (> 15 m/dia) e espessura do perfil solo até a camada impermeável ($< 3,5$ m) ligeiramente inferior com relação aos demais pontos de monitoramento nesta seção. Estes poços foram instalados na região com os maiores valores de IT na bacia do rio Sagui, indicando áreas com grande acumulação de fluxo e declividades inferiores a 2° , sendo áreas mais propensas a saturação com base na teoria do índice topográfico desenvolvida por Beven & Kirkby (1979) e amplamente aplicada em modelagem hidrológica.

Durante períodos mais úmidos, P1 e P2 permaneceram com nível do aquífero raso próximo a superfície praticamente constante, apresentando ainda períodos com geração de escoamento superficial (nível do aquífero raso > 0 cm) (Figura 17). Nestes períodos, quando o nível do aquífero raso permanece em horizontes mais superiores e permeáveis do solo nestes locais, pode-se inferir a ocorrência de conectividade hidrológica em caráter transiente entre encostas e zona ripária via escoamento subsuperficial, evidenciado em vazões médias superiores para o período posterior ao mês de Outubro/2015. Mecanismo semelhante a este foi descrito em Santos (2009) e

Marangon (2013) durante eventos pluviométricos para bacia experimental (0,1 km²) na mesma região de estudo.

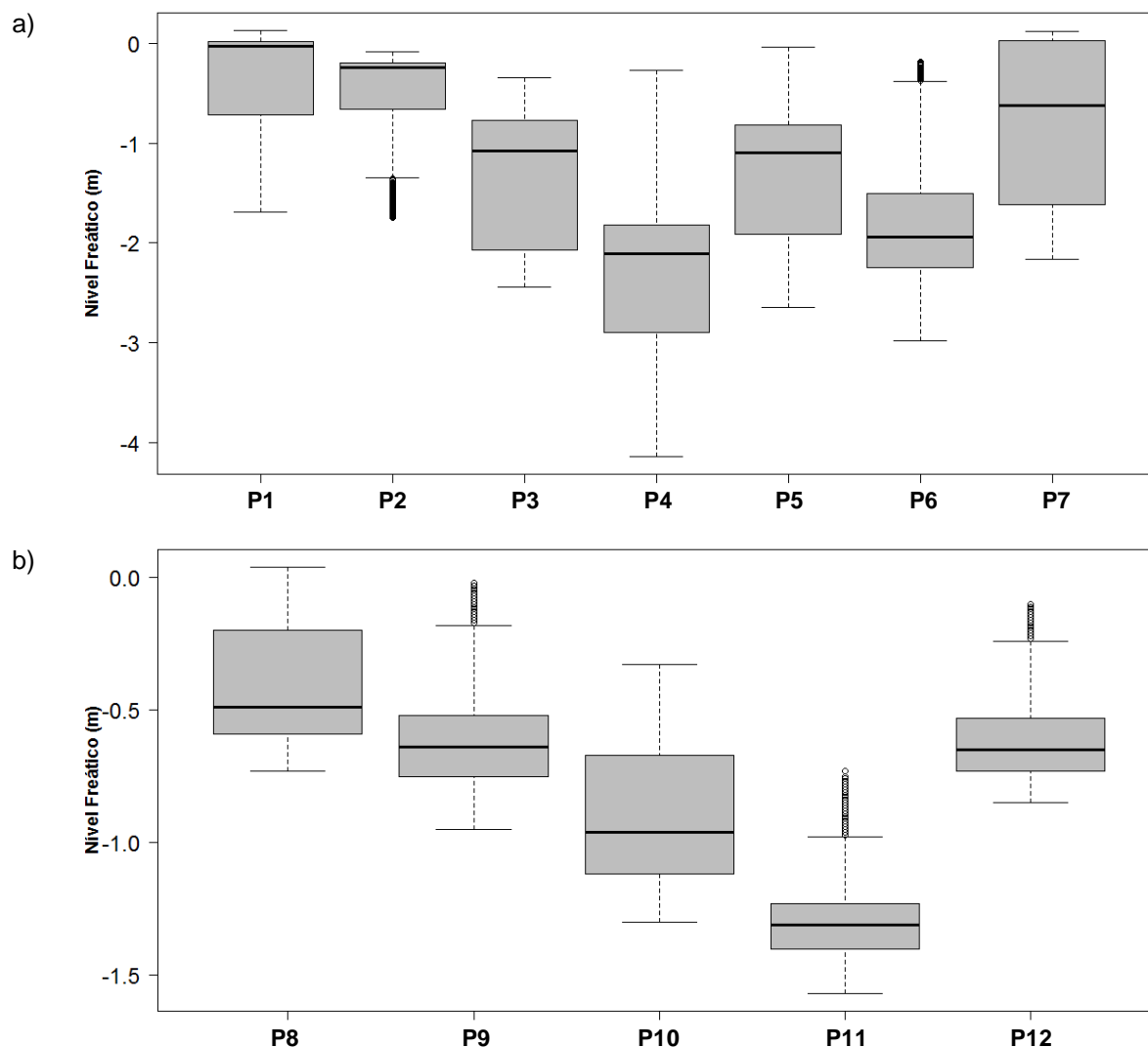


Figura 16 – Intervalos de leitura do nível do aquífero raso entre 03/03/2015 a 21/12/2015 por seção de poços de acordo com sua posição na paisagem, sendo a) porção da encosta e b) zona ripária, nas proximidades da nascente do rio Saguí. As caixas determinam o 25° e 75° percentil, a linha pontilhada indica o 10° e 90° percentil, a linha horizontal no interior da caixa representa a mediana e os marcadores indicam os outliers da série.

Por outro lado, durante os períodos mais secos, estes locais apresentaram períodos descontínuos de saturação plena do perfil, apresentando rápida ascensão e rebaixamento ao longo do perfil do solo em profundidades inferiores a 2m, ocorrendo a recarga plena do aquífero raso mediante a ocorrência de eventos pluviométricos

superiores a 15 mm e com elevadas taxas de umidade antecedente, inclusive permitindo a permanência do nível do aquífero raso próximo a superfície durante eventos (p.ex. durante a transição entre outono e inverno de 2015).

Além da topografia, alguns estudos enfatizam que as características pedológicas como, por exemplo, a espessura até a camada impermeável (Penna *et al.*, 2015) e condutividade hidráulica saturada (Bachmair & Weiler, 2012) são variáveis preditivas para a heterogeneidade espacial do aquífero raso. Desta maneira, dada as características locais infere-se um padrão *quasi*-permanente de saturação do perfil de solo no talvegue da encosta (Figura 17) em virtude da drenagem lateral do escoamento subsuperficial gerado a montante, mesmo entre eventos pluviométricos. Sugerindo assim, um comportamento associado a uma dinâmica extremamente rápida da variação da umidade do solo no perfil e ascensão do nível freático seguido de um lento rebaixamento pós-eventos, a exemplo do observado em Detty & McGuire (2010) para bacia florestada no nordeste dos EUA e em Katsuyama *et al.*, (2005) para uma bacia de substrato granítico (0,01 km²) no Japão Central.

Comportamento similar foi observado nos poços P8, P9 e P12 localizados nas proximidades da nascente na seção de monitoramento na zona ripária (Figura 16b), apresentando valores de condutividade hidráulica superiores a 9 m/dia em locais com espessura do solo inferior a 1,2 metros. De maneira geral, indica-se que quanto maior a concentração de fluxo, devido ao aumento da área de drenagem, menor é a profundidade do solo e maior é a velocidade de escoamento associados a um caminho de fluxo vertical e lateral dentro do perfil de solo nestas áreas em torno da nascente do rio Sagui.

Poços localizados na zona ripária nas proximidades da nascente apresentam respostas praticamente imediata a eventos de precipitação (Figura 14), apresentando ainda ascensões e recessões (Figura 17) do nível do aquífero raso mais rápidas que os poços na encosta e geralmente atingindo estado próximo a saturação do perfil do solo. Na medida que o nível do aquífero raso ascende durante eventos, associado a profundidades até a camada impermeável inferior a 1,2 m, o mecanismo de transporte lateral de água via escoamento subsuperficial é ativado nas porções mais permeáveis da bacia dada as características hidropedológicas locais (i.e. solos extremamente permeáveis, constituídos por material orgânico e sujeito a saturação), a exemplo do

relatado em Blumstock *et al.*, (2016) para unidades hidropedológicas constituídas por *peatsoils*.

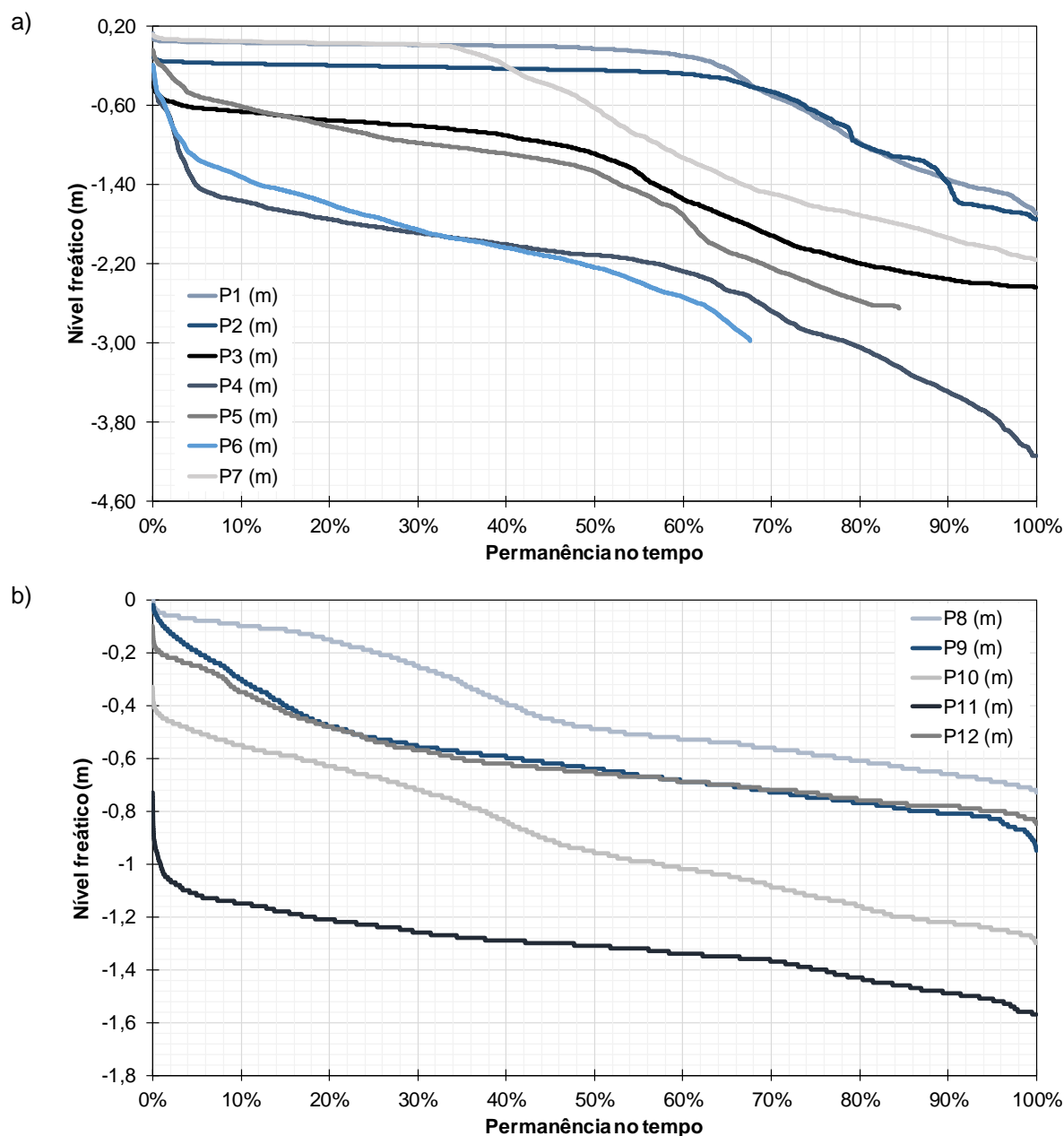


Figura 17 – Curvas de permanência para o período entre 03/03/2015 a 21/12/2015 por seção de monitoramento na a) porção da encosta e b) zona ripária, nas proximidades da nascente do rio Sagui.

Exceção a este comportamento é o P11 que apresenta ascensão e rebaixamento relativamente rápidos mediante eventos de precipitação, porém em

menores intervalos de profundidade, atingindo cotas superiores a -1,0 m apenas no período mais chuvoso.

Por outro lado, os poços P3, P4, P5 e P6, embora localizados em encostas distintas, exibem comportamento semelhante em função de suas características topográficas, com maiores declividades e menores áreas de contribuição. P4 ainda exibe um comportamento anômalo ao apresentar o aquífero raso em níveis abaixo de 3,0 metros em períodos de estiagem, assim como P11 que apresenta o aquífero raso frequentemente com altura abaixo de 1,0 m da superfície.

Entretanto, observou-se que mesmo os poços localizados em áreas de encostas mais inclinadas da bacia, menores índices topográficos e com maior profundidade do solo até a camada impermeável (P3, P4, P5 e P6) apresentaram sensibilidade a ocorrência de eventos pluviométricos devido ao mecanismo de ascensão do aquífero raso a uma altura inferior a 0,5 m em períodos mais úmidos.

Diferenças mais significativas no comportamento distinto entre os locais monitorados são sintetizados na Tabela 3, que apresenta os percentuais de tempo em que um determinado horizonte do solo permanece saturado e/ou com o aquífero raso acima dele.

Tabela 3 – Fração do tempo (%) em que o nível do aquífero raso permanece em determinados horizontes do solo.

Prof. (cm)	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12
0	46	0	0	0	0	0	34	0	0	0	0	0
20	64	26	0	0	1	1	40	25	5	0	0	1
40	68	68	1	1	3	1	45	41	15	1	0	14
60	73	74	4	1	10	1	50	79	42	17	0	35
80	77	78	29	2	20	2	53	-	89	38	1	96
100	80	80	46	3	33	4	57	-	-	58	1	-

* “-” indica profundidade superior a profundidade do poço.

Com base na fração do tempo em que o nível do aquífero raso permanece em determinados horizontes do solo pode-se destacar que devido comportamento do aquífero raso na encosta: i) apenas os poços P1 e P7 apresentam ocorrência de escoamento superficial, evidenciando ainda que o solo apresenta condições de

saturação plena durante determinadas épocas do ano; ii) P2, localizado a montante dos poços P1 e P7 apresenta o nível do aquífero raso próximo da superfície (0 – 20 cm) em 26% do tempo monitorado; iii) o aquífero raso nos demais pontos de monitoramento na seção encosta apresentam comportamentos semelhantes entre si, raramente atingindo níveis superiores a 20 cm abaixo da superfície, somente em condições de elevada umidade antecedente e chuvas com maior intensidade e frequência, conforme apresentado na Figura 14.

Por outro lado, a dinâmica do aquífero raso na zona ripária apresenta maior permanência nos horizontes superiores do solo, sobretudo nos poços P8, P9 e P12, coincidente com os locais onde observam-se solos rasos e extremamente permeáveis dada a natureza hidromórfica e caráter hístico. P10 e P11, localizados nas proximidades da transição Encosta - Zona Ripária apresentam comportamento hidrológico associados aos poços da encosta, sobretudo P3, P4, P5 e P6.

5.1.2 Principais mecanismos de controle do comportamento do aquífero raso

Com base nos pressupostos de Ambroise (2004) em que os processos hidrológicos dependem da combinação de fatores que irão controlar sua ativação, intensidade e desativação, listam-se algumas variáveis "permanentes" (p.ex. características geomorfológicas e pedológicas), responsáveis pela criação de padrões e dinâmicas espaciais a variáveis "não-permanentes" (p.ex. características hidrológicas, condições iniciais e de contorno) para compreensão do comportamento hidrológico das unidades de paisagem consideradas.

Desta maneira, a Tabela 4 apresenta as médias e medianas do nível do aquífero raso, bem como os desvios padrões e características gerais da paisagem nos pontos de monitoramento.

Encostas e zonas ripárias exibem características hidrológicas distintas em virtude de sua localização na paisagem, condições antecedentes de umidade e proximidade do nível do aquífero raso em relação à superfície do solo (Seibert *et al.*, 2002). Entretanto, algumas similaridades entre o comportamento hidrológicos do aquífero raso nas unidades de paisagem distintas foram observadas.

Tabela 4 – Características da paisagem e dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Sagui.

Poço	Média	Mediana	DP ¹	Range ²	Prof. ³	Ks	IT	Altitude	LS	Decl.
-	[cm]	[cm]	[%]	[cm]	[cm]	[m/d]	[-]	[m.a.n.m]	[-]	[%]
P1	-36,0	-3,0	54	182	300	22,9	12,89	960,8	0,40	1,50
P2	-50,6	-24,0	48	166	350	15,1	11,63	961,8	1,11	2,70
P3	-137,0	-108,1	66	209	270	6,0	7,93	961,3	1,28	5,20
P4	-232,7	-211,0	76	387	440	2,4	7,05	961,9	1,06	4,80
P5	-134,3	-112,0	69	261	300	10,2	6,04	962,0	0,33	3,20
P6	-188,5	-194,0	53	279	330	3,5	6,72	962,9	1,27	6,50
P7	-80,2	-62,4	80	228	265	19,9	12,56	959,9	0,75	2,00
P8	-41,2	-49,0	21	77	90	9,4	9,18	949,6	0,36	2,40
P9	-60,5	-64,0	19	93	100	124,8	7,21	950,0	0,55	3,40
P10	-90,4	-96,0	25	97	150	2,6	7,21	950,6	1,54	7,80
P11	-131,5	-131,0	12	84	185	2,6	5,67	951,6	1,91	9,50
P12	-61,3	-65,0	16	75	120	131,6	10,5	950,2	1,35	2,70

¹ Desvio padrão das leituras nos poços durante o período de 03/03/2015 a 21/12/2015.

² Diferença entre a cota máxima e mínima lida durante o período de 03/03/2015 a 21/12/2015.

³ Profundidade do solo até a camada impermeável.

P1 e P2, localizados no talvegue da seção de encosta em área de saturação temporária, e P8, localizado imediatamente a montante da nascente do rio Sagui, apresentam as menores profundidades médias e medianas do aquífero raso no perfil do solo (> -50 cm). Observa-se ainda que estes poços possuem as menores declividades dos pontos monitorados e maiores valores de índice topográfico, evidenciando uma correlação positiva entre o comportamento transiente do aquífero raso próximo as condições de saturação do perfil do solo em regiões da bacia hidrográfica e este parâmetro morfométrico, conforme indicado teoricamente em Harman & Sivapalan (2009) e empiricamente em Detty & McGuire (2010). No restante dos poços da seção encosta, as flutuações do aquífero raso estão concentrados entre -1 e -2 metros abaixo da superfície, com exceção do P4.

Com relação aos poços localizados na zona ripária, observa-se um menor desvio padrão nas séries de leituras durante o período monitorado. De maneira geral, entende-se que este fato é parcialmente justificado pela presença de solos hidromórficos nas proximidades do canal associado a um menor gradiente topográfico e escoamento subsuperficial gerado a montante durante eventos pluviométricos

(Tetzlaff *et al.*, 2014). Tais características contribuem para que o aquífero raso permaneça próximo a superfície apresentando reduzido déficit de umidade no perfil do solo, sobretudo nos nas proximidades do canal (i.e. P8, P9 e P12), conforme indicam McGlynn & McDonnell (2003a). Evidências empíricas indicam ainda que durante períodos úmidos o aquífero raso permanece relativamente próximo a superfície nestes pontos (> -10 cm) indicando um processo transiente de saturação do solo, associado a ocorrência de eventos pluviométricos.

A Tabela 5 apresenta a matriz de correlação (Pearson) realizada para as variáveis da Tabela 4, com exceção da coluna referente a média das séries obtidas do nível do aquífero raso excluída com o objetivo de evitar redundâncias na análise.

Tabela 5 – Correlação de Pearson entre as características da paisagem e dos poços monitorados na bacia hidrográfica do rio Saguí.

	Med.	DP	Range	Prof.	Ks	IT	Altitude	LS
Mediana	-							
DP	-0,26	-						
Range	-0,61*	0,88*	-					
Prof. Poço	-0,42	0,81*	0,90*	-				
Ks	0,32	-0,46	-0,45	-0,53	-			
IT	0,73*	0,20	-0,11	0,06	0,16	-		
Altitude	-0,27	0,89*	0,85*	0,92*	-0,51	0,16	-	
LS	-0,42	-0,30	-0,15	-0,01	-0,12	-0,33	-0,17	-
Declividade	-0,62*	-0,30	-0,07	-0,05	-0,35	-0,73*	-0,19	0,80*

* $p < 0,05$

Com relação a matriz de correlação apresentada, destaca-se que as medianas do nível do aquífero raso obtiveram correlações fortes e estatisticamente significativas com os valores de índice topográfico local, indicando que os locais monitorados que possuem os maiores valores de índice topográfico apresentam também as medianas do nível do aquífero raso mais altas. A relação com as medianas torna-se evidente a partir do pressuposto de que a mediana é um indicativo da permanência do nível do aquífero raso, logo os locais com valores mais altos de IT apresentam o aquífero raso mais próximo da superfície.

Além disso, obteve-se ainda fortes correlações entre os desvios padrão da série do aquífero raso e a profundidade do solo até a camada impermeável e altitude local,

evidenciando que locais mais próximos ao rio Sagui e com menor profundidade do solo apresentaram menor variância do nível do aquífero raso.

Procedeu-se com a elaboração de análise hierárquica de clusters para os 12 locais monitorados considerando os valores de média do nível, mediana do nível, desvio padrão, intervalo de variação das leituras, elevação, índice topográfico, K_s , LS e profundidade do solo até camada impermeável.

Foi possível diferenciar os locais de monitoramento em 3 grandes grupos, exibindo diferenciação clara entre os poços localizados na zona ripária - HCA1 (P8, P9, P10, P11 e P12), poços localizados em zona de saturação temporária na encosta – HCA2 (P1, P2 e P7) e os demais poços da encosta - HCA3 (P3, P4, P5 e P6). Em geral, poços localizados próximos entre si (p.ex. P5 e P6, P4 e P3, P8 e P12, P9 e P10) perfazem os subgrupos do dendograma.

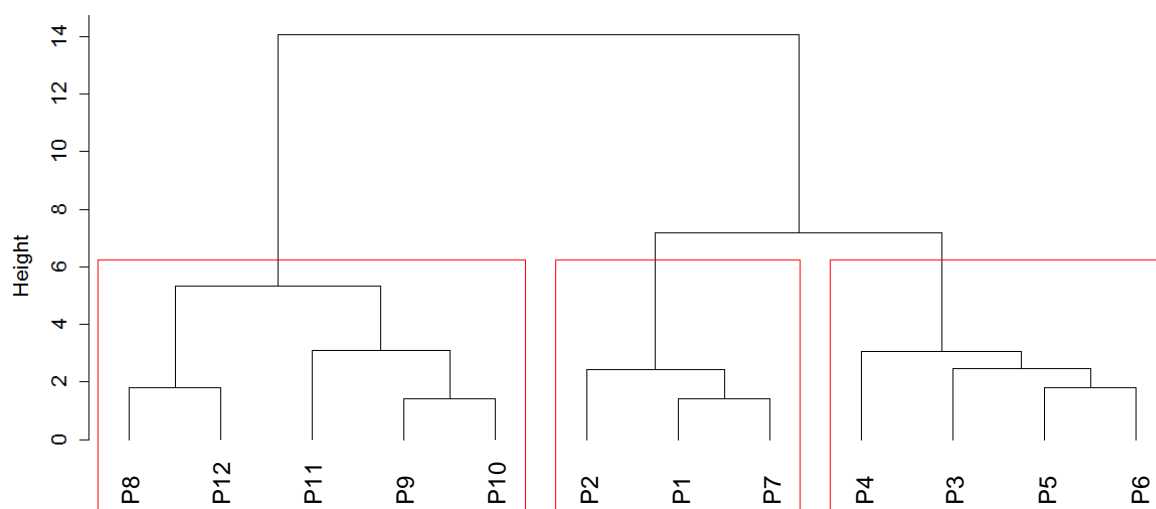


Figura 18 – Dendograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem e dos poços monitorados.

A Figura 19 apresenta ainda mapa com o agrupamento dos poços resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem da bacia do rio Sagui.

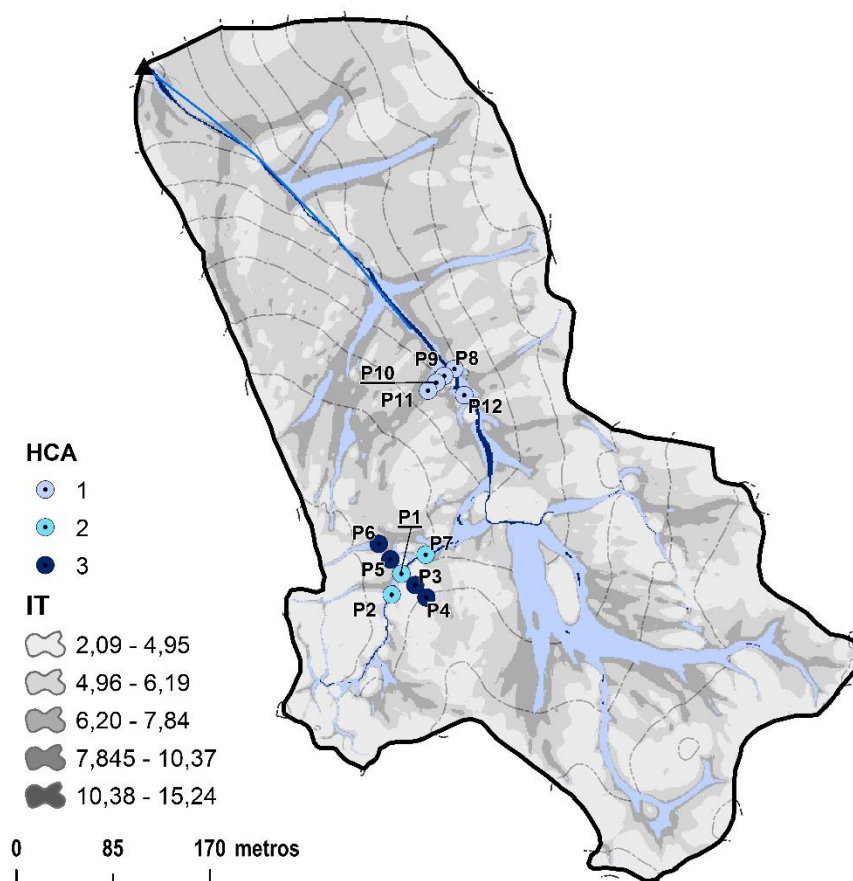


Figura 19 – Agrupamento dos poços para a bacia do rio Sagui pela análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem e dos poços monitorados plotados sobre o índice topográfico (em azul claro está a área máxima saturada e em azul escuro a área permanentemente saturada para a bacia do rio Sagui).

5.2 Distribuição espacial e vertical do teor de carbono orgânico no solo

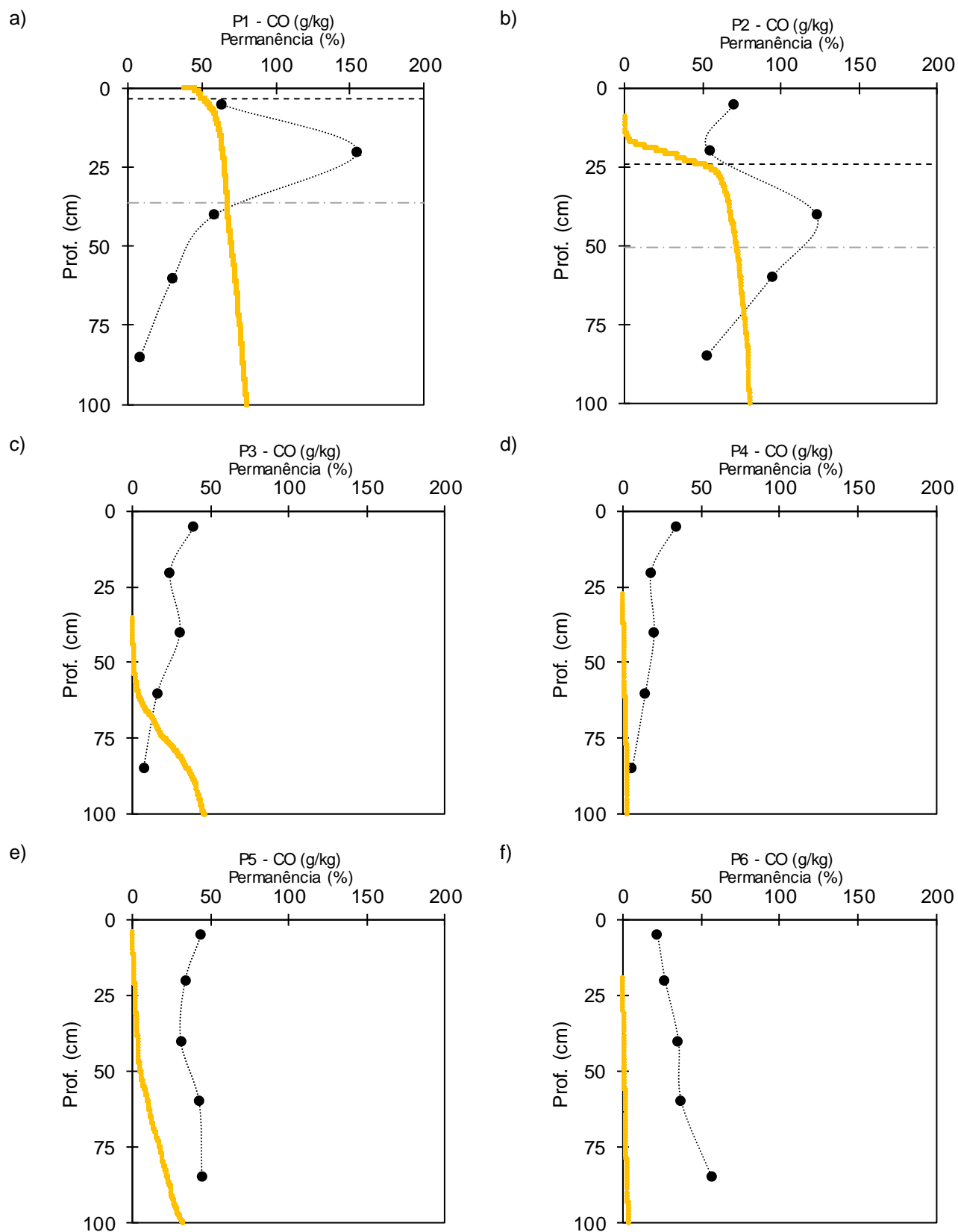
Considerando os agrupamentos obtidos na Figura 18, os locais de amostragem apresentaram diferenças significativas em relação ao teor de carbono orgânico e distribuição vertical no perfil do solo (Tabela 6 e Figura 20). Os maiores teores de SOC foram verificados nos pontos na zona ripária (HCA1), sobretudo nos horizontes superficiais do solo (0 – 10 cm) (Tabela 6), observando-se teores médios de $127,74 \pm 71,24 \text{ g.kg}^{-1}$ apresentando, em geral, um decaimento com a profundidade como observado nos pontos P8, P9 e P11 após os primeiros 25 cm de profundidade.

Tabela 6 – Média e desvio padrão de carbono orgânico por profundidade amostrada por *cluster*.

Profundidade (cm)	HCA1 (<i>n</i> = 24)		HCA2 (<i>n</i> = 15)		HCA3 (<i>n</i> = 20)	
	Média (g.kg ⁻¹)	Desvio Padrão	Média (g.kg ⁻¹)	Desvio Padrão	Média (g.kg ⁻¹)	Desvio Padrão
0 – 10	127,73	71,24	65,91	3,33	34,64	9,48
10 – 30	141,32	85,20	77,91	68,37	25,56	6,54
30 – 50	132,94	106,87	64,18	55,89	29,01	6,56
50 – 70	125,61	99,45	43,31	45,95	27,41	14,49
70 - 100	91,22	70,69	21,25	27,28	28,37	26,93

Comportamento semelhante foi observado nas seções de monitoramento do agrupamento HCA2, onde o teor médio de SOC em 0 – 10 cm é de 65,91 ± 3,33 g.kg⁻¹, porém apresentando menor variabilidade em comparação com os locais de monitoramento na zona ripária. Comparativamente, os locais de monitoramento do agrupamento HCA3 apresentaram os menores teores médios de SOC por horizonte pedológico. Em geral, observa-se o decaimento do teor de SOC com relação a profundidades distintas em 5 dos 7 pontos amostrados nas encostas da bacia do rio Sagui, a saber: poços P1 e P2 após 0 - 30cm de profundidade, localizado na linha do talvegue (ambiente de deposição) e poços P3, P4 e P7, com decaimento praticamente contínuo no intervalo 0 – 100 cm.

Paul *et al.*, (2002) observa um acúmulo significativo de carbono orgânico no solo em culturas de reflorestamento, estando relacionado com tempo de rotação das culturas e idade dos plantios. Além disso, em áreas de reflorestamento notam-se um maior teor de SOC nas áreas de *Pinus spp.* em virtude da produção de raízes e acículas associada à sua lenta decomposição.



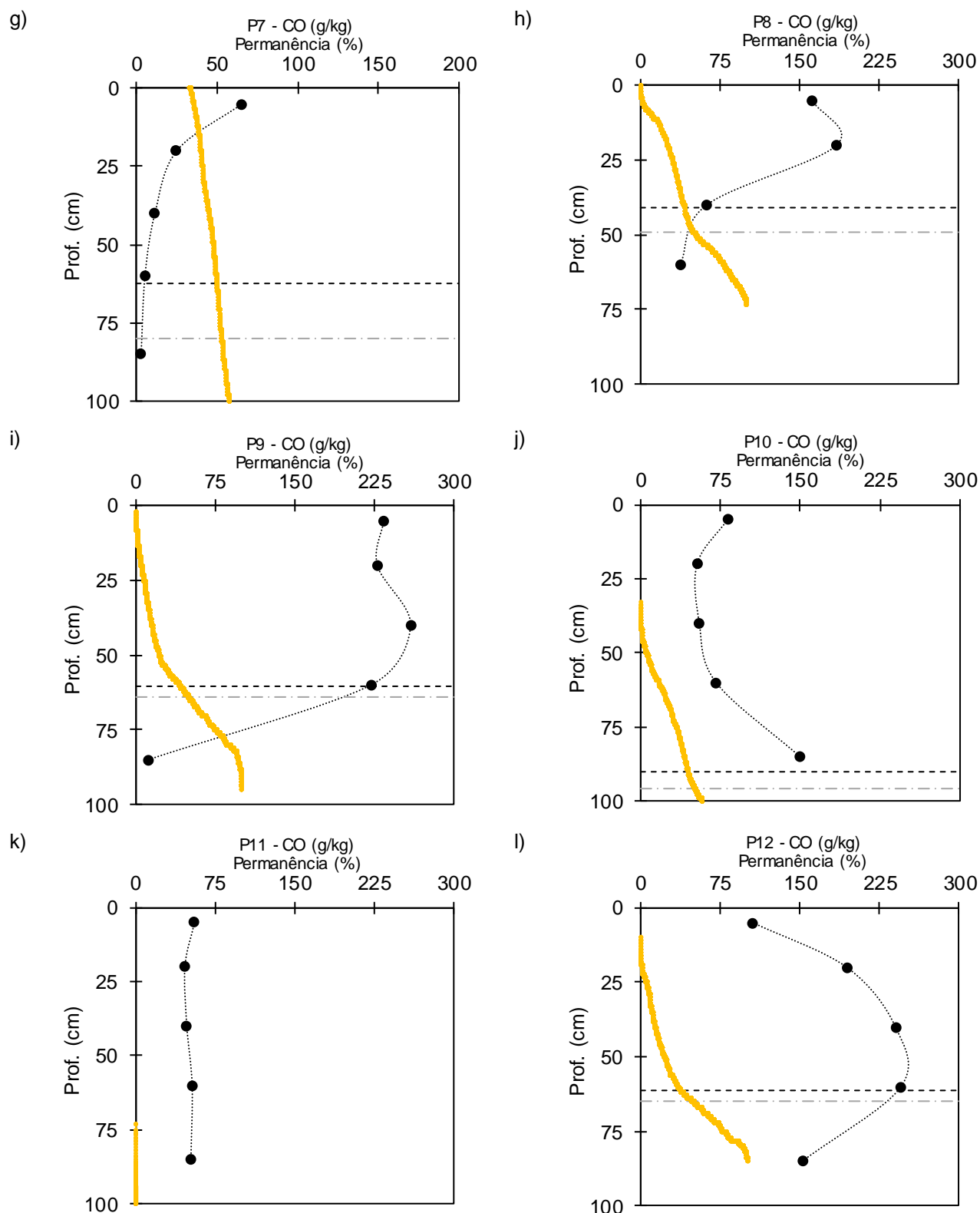


Figura 20 – Perfil teórico de distribuição vertical do teor de carbono orgânico no perfil do solo nas seções de monitoramento. A linhas pontilhadas horizontais em preto e cinza e a linha amarela representam, respectivamente, a média, a mediana e a permanência do nível do aquífero raso, representado apenas no intervalo 0 – 100 cm de profundidade.

Considerando o transecto formado pelos pontos P4 – P3 – P1 e P6 – P5 – P1, observa-se uma relação explícita entre a posição na encosta e o teor médio de SOC no perfil do solo, sobretudo no segundo transecto localizado em vertente côncava. Neste foi observado um aumento gradativo da concentração de SOC ao longo da encosta, padrão similar ao observado nos trabalhos de Li *et al.*, (2007) e Hancock *et al.*, (2010), sugerindo que processos de redistribuição de solo e nutrientes são governados pelas características topográficas da paisagem (Gessler *et al.*, 2000).

Estes indicativos oferecem suporte a determinação da ocorrência de processos de distribuição de SOC na paisagem, conforme descrito em Ritchie *et al.*, (2007), onde solos de áreas de vertentes apresentam menores teores de SOC do que áreas de deposição dado sobretudo aos processos de desagregação e transporte de solo e SOC, evidenciando relação inversamente proporcional ao gradiente de declividade local. A respeito disso, Chaplot *et al.*, (2009) indicam que apenas uma limitada proporção do material erodido efetivamente atinge a rede de drenagem, conduzindo assim a deposição do material erodido para áreas planas a jusante.

Além disso, a distribuição vertical de SOC no perfil do solo também é afetada pela ocorrência dos processos de infiltração e lixiviação durante eventos pluviométricos. Desta maneira, ocorre o acúmulo de SOC em horizontes subsuperficiais do solo aumentando o potencial de preservação das frações de carbono (Zhang *et al.*, 2013), como evidenciado nos resultados obtidos nos locais de amostragem na zona ripária (i.e. P8, P9, P10 e P12). Resultado semelhante foi observado em Chaplot & Poesen (2012), onde observa-se um incremento no conteúdo de carbono em relação a profundidade para 6 perfis de solo diferentes de origem coluvial (0 - 100 cm).

Em geral, estes locais apresentam em comum uma reduzida profundidade do solo até a camada impermeável com presença de horizonte hístico (SOC > 80 g.kg⁻¹) resultante da acumulação de resíduos vegetais depositados superficialmente em função de pequenas declividades associados a altos valores de IT, reduzido déficit de umidade no perfil do solo e drenagem rápida a muito rápida ($K_s > 6,096$ m/dia). Neste sentido, Terra *et al.*, (2004) indica que áreas com maiores de valores de IT apresentam uma maior produção de biomassa e menor taxa de mineralização de carbono, evidenciando os maiores teores de SOC observados na bacia hidrográfica do rio Sagui.

Considerando que os padrões de SOC variam amplamente na paisagem (Ritchie *et al.*, 2007), foram testados modelos de regressão linear tendo como variável dependente a concentração de SOC (0 – 30cm) nas seções de monitoramento com as variáveis respostas apresentadas na Tabela 4, a saber: média e mediana do nível do aquífero raso, IT e fator LS (Figura 21). Destaca-se que foram obtidas correlações moderadas a forte entre as variáveis utilizadas, com exceção da relação entre IT e SOC nos agrupamentos HCA1 e HCA3.

O teor de SOC no solo apresentou forte correlação positiva com as médias e medianas do nível do aquífero raso para as seções na encosta ($r = 0,93$ e $0,81$ e $r = 0,95$ e $0,88$, respectivamente para os agrupamentos HCA2 e HCA3) e para o agrupamento HCA1 na zona ripária nas proximidades de nascente do rio Sagui ($r = 0,82$ e $r = 0,84$, respectivamente). Esta situação pode ser ainda observada na Figura 20, onde foram plotadas as médias e medianas juntamente com os perfis teóricos de distribuição do teor de carbono orgânico nos solos (0 – 100cm) associadas as permanências do nível de aquífero raso (Figura 17).

Neste sentido, a permanência do nível do aquífero raso em horizontes orgânicos do solo ocasiona alterações periódicas no ambiente em função das mudanças na microbiota e nos processos biogeoquímicos que se alternam entre uma condição aeróbia e outra anaeróbia. Tal condição faz com que não haja oxigênio disponível no perfil do solo para ocorrência dos processos de mineralização permitindo o acúmulo e preservação do SOC em horizontes superficiais evidenciando uma relação explícita entre a dinâmica do aquífero raso local com a preservação de SOC no perfil do solo.

Estas observações estão de acordo com os resultados de Meersmans *et al.*, (2008), onde foram obtidas fortes correlações positivas entre o estoque de carbono no solo e a o nível máximo do aquífero raso, evidenciando que quanto mais próximo da superfície atinge o aquífero raso, maior será o teor de carbono orgânico no perfil solo.

Além disso, o comportamento do aquífero raso e as características topográficas das encostas e nas zonas ripárias da bacia fazem com que se obtenham padrões distintos nos modelos obtidos por agrupamento a partir da relação com o teor de SOC no perfil do solo considerando que os processos de saturação em porção da encosta

(i.e. P1, P2 e P7) e zona ripária ocorrem de maneira transiente porém com durações e frequências distintas.

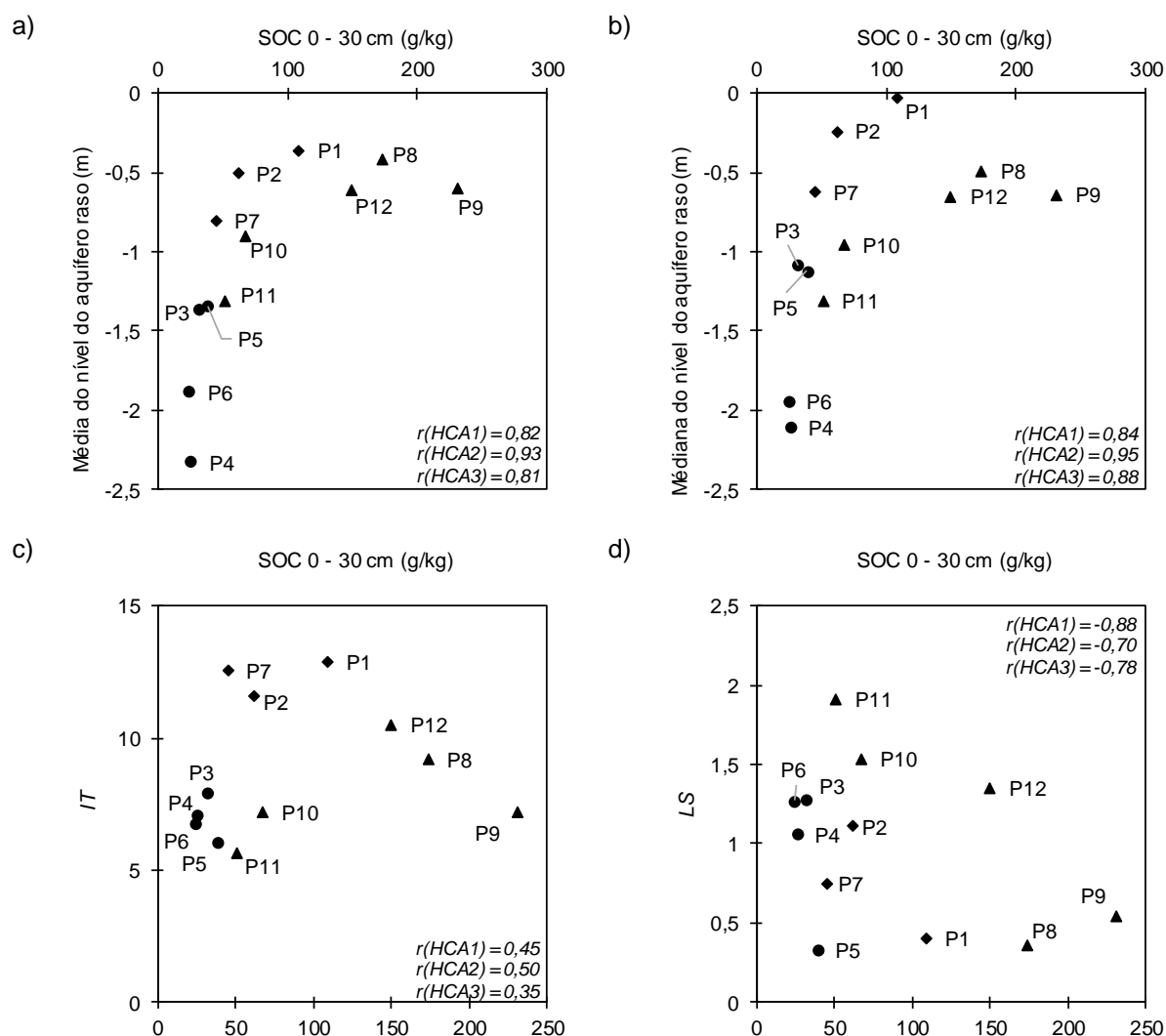


Figura 21 – Variação do teor de carbono orgânico no solo (0 – 30cm) com as variáveis explicativas: a) média do nível do aquífero raso; b) mediana do nível do aquífero raso; c) índice topográfico; d) fator LS.

Por um lado, os poços localizados no talvegue apresentaram prolongados períodos de saturação e/ou com o aquífero raso próximo a superfície durante o período monitorado. Na zona ripária, embora evidências empíricas denotem um ambiente mais úmido do que o restante da bacia em função da capacidade de retenção de água em solos com altos teores de carbono orgânico independente da textura (Rawls *et al.*, 2003), a saturação plena do perfil solo é extremamente rápida estando associada a ocorrência de eventos pluviométricos com menor duração e intensidade dado o reduzido déficit e capacidade de armazenamento local.

Correlações estatísticas significantes foram obtidas entre as características topográficas (IT e LS) e o teor de SOC (g.kg^{-1}), embora a relação IT x SOC nos agrupamentos HCA1 e HCA3 apresentaram valores relativamente baixos. Em geral, observou-se que o teor de SOC aumenta na medida em que se aumentam os valores de IT na encosta, indicando uma relação explícita entre a variação espacial do carbono no solo e a propensão de saturação do perfil. Por outro lado, o teor de SOC diminui na medida em que se aumentam os valores de LS. Indicando que áreas mais propensas a perda de solo terão menores concentrações de carbono no perfil, afetando assim o balanço de carbono na escala da encosta e bacia hidrográfica.

5.3 Dinâmica espaço-temporal da concentração de DOC no contexto Encosta – Zona Ripária – Canal Fluvial

5.3.1 DOC no canal fluvial

A Tabela 7 apresenta os resultados das análises da concentração de DOC realizadas nas amostras de água do rio Sagui enquanto que a Figura 22 apresenta a distribuição de frequência das amostras analisadas.

A concentração média de DOC no canal apresentou uma pequena variação (de 0,80 mg/L a 6,2 mg/L), com média de $2,46 \pm 1,34$ d.p. ($n= 18$). Em geral, estes valores estão no patamar inferior dos valores médios de DOC observados para rios em ambientes tropicais (2 a 15 mg/L) indicados em Meybeck (1982).

Tabela 7 – Concentração de DOC nas amostras de água do rio Sagui ($n= 18$).

Data	Hora	Q (L.s^{-1})	DOC (mg.L^{-1})	$t\text{DOC}^1$ (mg.s^{-1})
12/03/2014	16:30	15,51	0,80	12,44
13/03/2014	16:15	46,47	2,72	126,39
14/03/2014	16:30	22,61	2,03	45,89
28/03/2014	16:15	6,82	1,01	6,91
30/03/2014	17:30	5,49	1,16	6,36
12/05/2014	15:40	3,32	1,98	6,57
16/05/2014	13:30	1,77	1,48	2,61
30/07/2014	17:05	18,35	3,57	65,58

Data	Hora	Q (L.s ⁻¹)	DOC (mg.L ⁻¹)	fDOC ¹ (mg.s ⁻¹)
22/08/2014	18:00	1,77	1,84	3,25
21/01/2015	15:00	2,48	1,51	3,74
11/02/2015	16:20	2,48	2,56	6,36
03/03/2015	16:40	4,33	1,88	8,14
30/03/2015	14:30	6,82	3,09	21,08
30/03/2015	17:45	5,49	2,11	11,59
30/03/2015	16:30	6,82	4,04	27,58
30/03/2015	15:20	6,82	4,05	27,59
01/04/2015	08:50	2,48	6,20	15,37
26/06/2015	10:20	5,49	2,18	11,96
Média		9,18	2,46	22,75
Mínimo		1,77	0,80	2,61
Máximo		46,47	6,20	126,39
D.P.		11,01	1,34	30,65

¹ fDOC equivale ao transporte instantâneo de DOC (mg.s⁻¹), sendo produto da Q (L.s⁻¹) e da concentração de DOC (mg.L⁻¹) no momento da coleta.

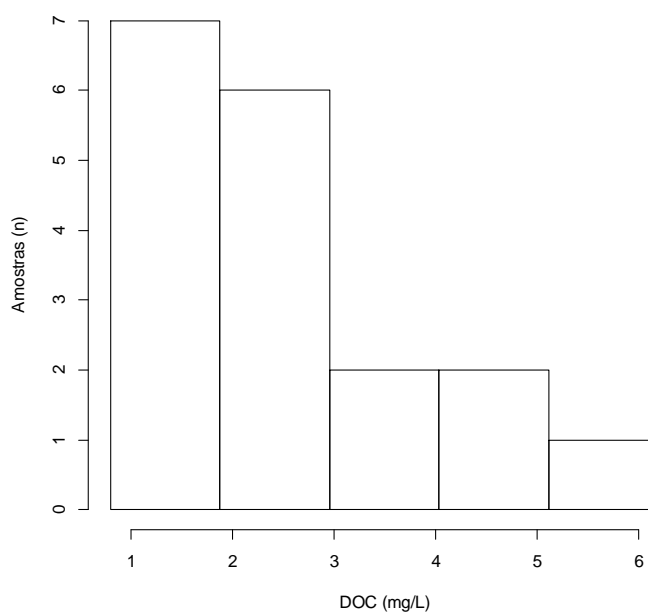


Figura 22 – Distribuição de frequência das amostras de DOC coletadas no canal.

Considerando estudos em bacias de cabeceira, os valores médios da concentração de DOC obtidos para o rio Sagui apresentam-se ligeiramente inferiores

aos valores médios em Chaplot & Ribolzi (2014) (4,7 mg/L) e Liu *et al.*, (2003) (2,7 mg/L), por exemplo. No entanto, a concentração média de DOC observada para a bacia do rio Sagui pode ter sido subestimada em virtude de as amostras terem sido coletadas durante as recessões, sendo que as maiores concentrações de DOC no canal estão associadas as maiores vazões (Birkel *et al.*, 2014; Dick *et al.*, 2015), apresentando ainda uma relação não linear entre o incremento de DOC e de vazão (Kasurinen *et al.*, 2016).

Sorribas *et al.*, (2012) obtiveram concentrações média de DOC de 1,38 mg/L e 1,16 mg/L para duas bacias hidrográficas (84 km² e 19 km², respectivamente) no sul do Brasil, localizadas em condições climáticas semelhantes a bacia do rio Sagui.

A Figura 23 apresenta análise preliminar dos dados da Tabela 7 a partir do ajuste de modelos de regressão linear, considerando a relação entre a vazão e a concentração de DOC (Figura 23a) e vazão e o transporte instantâneo de DOC (Figura 23b). Em geral, não foi possível identificar qualquer relação funcional exclusiva entre a vazão do rio Sagui e a concentração de DOC ($R^2 = 0,0002$), a exemplo do relatado em Dawson *et al.*, (2008), Sorribas (2011) e Oswald & Beaufireun (2014).

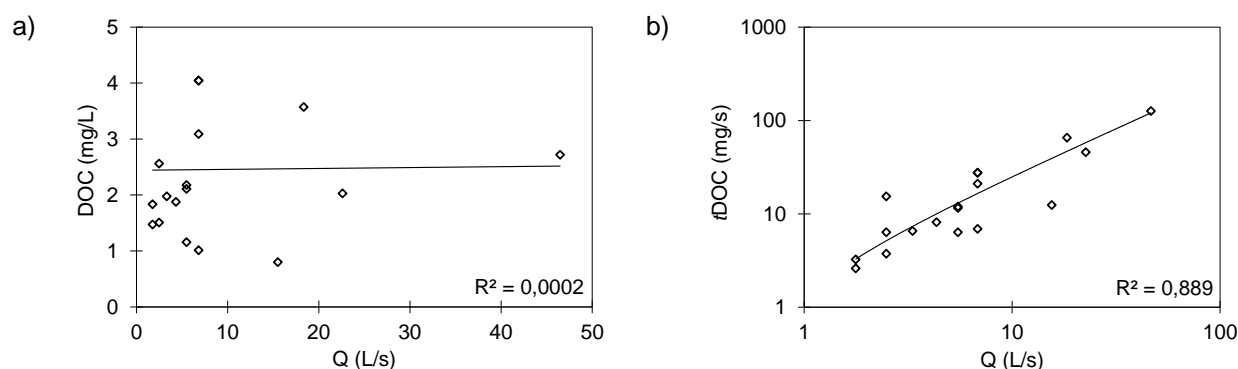


Figura 23 – Correlações entre a vazão (L.s⁻¹) no rio Sagui e a) concentração de DOC (mg.L⁻¹); b) $tDOC$ (mg.s⁻¹).

Este fato denota que a variação da concentração de DOC no canal está relacionada a interação de um conjunto de variáveis além da própria variação de vazão no canal. Considera-se ainda que a variabilidade da concentração de DOC no canal é oriunda da interação de processos hidrológicos e biogeoquímicos que ocorrem em escalas distintas, como por exemplo: transporte lateral de solutos em direção ao canal (rápido, durante eventos) e fluxos de DOC controlados pelo escoamento de

base (lento, durante as recessões), associados a própria disponibilidade e produção de DOC na bacia hidrográfica.

A Figura 23b apresenta a relação obtida entre a vazão e o transporte instantâneo de DOC no canal. Observa-se a dependência explícita entre o transporte de DOC associado a dinâmica das vazões no canal ($R^2= 0,889$), evidenciando que embora a concentração de DOC no canal possua limitada variação temporal, o transporte de DOC no canal é correlacionado com o volume de água produzido e escoado pela bacia hidrográfica.

5.3.2 DOC no aquífero raso

A Tabela 8 apresenta um resumo das análises realizadas e dos resultados obtidos enquanto que a Figura 24 apresenta a distribuição de frequência das análises da concentração de DOC realizadas nas amostras de água do aquífero raso na bacia do rio Sagui. Salienta-se que cerca de 25% das amostras coletadas e analisadas no aquífero raso da bacia hidrográfica apresentam concentração superior à concentração média das análises realizadas ($3,59 \text{ mg.L}^{-1}$).

Tabela 8 – Concentração de DOC nas amostras de água do aquífero raso na bacia hidrográfica do rio Sagui por *cluster*.

Agrupamentos	<i>n</i>	DOC média (mg.L^{-1})	Máximo (mg.L^{-1})	Mínimo (mg.L^{-1})	Mediana (mg.L^{-1})
HCA1	25	$3,86 \pm 2,93$	12,66	0,09	2,97
HCA2	25	$4,83 \pm 2,53$	14,81	2,00	4,13
HCA3	23	$1,96 \pm 0,91$	1,96	0,60	1,73

Em geral, os locais de amostragem no agrupamento HCA2 apresentaram concentrações de DOC ($4,83 \pm 2,53 \text{ mg.L}^{-1}$) ligeiramente superiores as amostras dos demais agrupamentos HCA1 e HCA3 ($3,86 \pm 2,93 \text{ mg.L}^{-1}$ e $1,96 \pm 0,91 \text{ mg.L}^{-1}$, respectivamente). Além disso, observa-se ainda uma maior variabilidade da concentração de DOC na zona ripária (HCA1), confirmada pelo maior coeficiente de variação observado. Desta maneira, evidencia-se que, assim como a concentração de SOC no perfil do solo das seções apresenta diferenças significativas em virtude da

posição na paisagem, a concentração de DOC no aquífero raso também possui dependência espacial na bacia do rio Sagui.

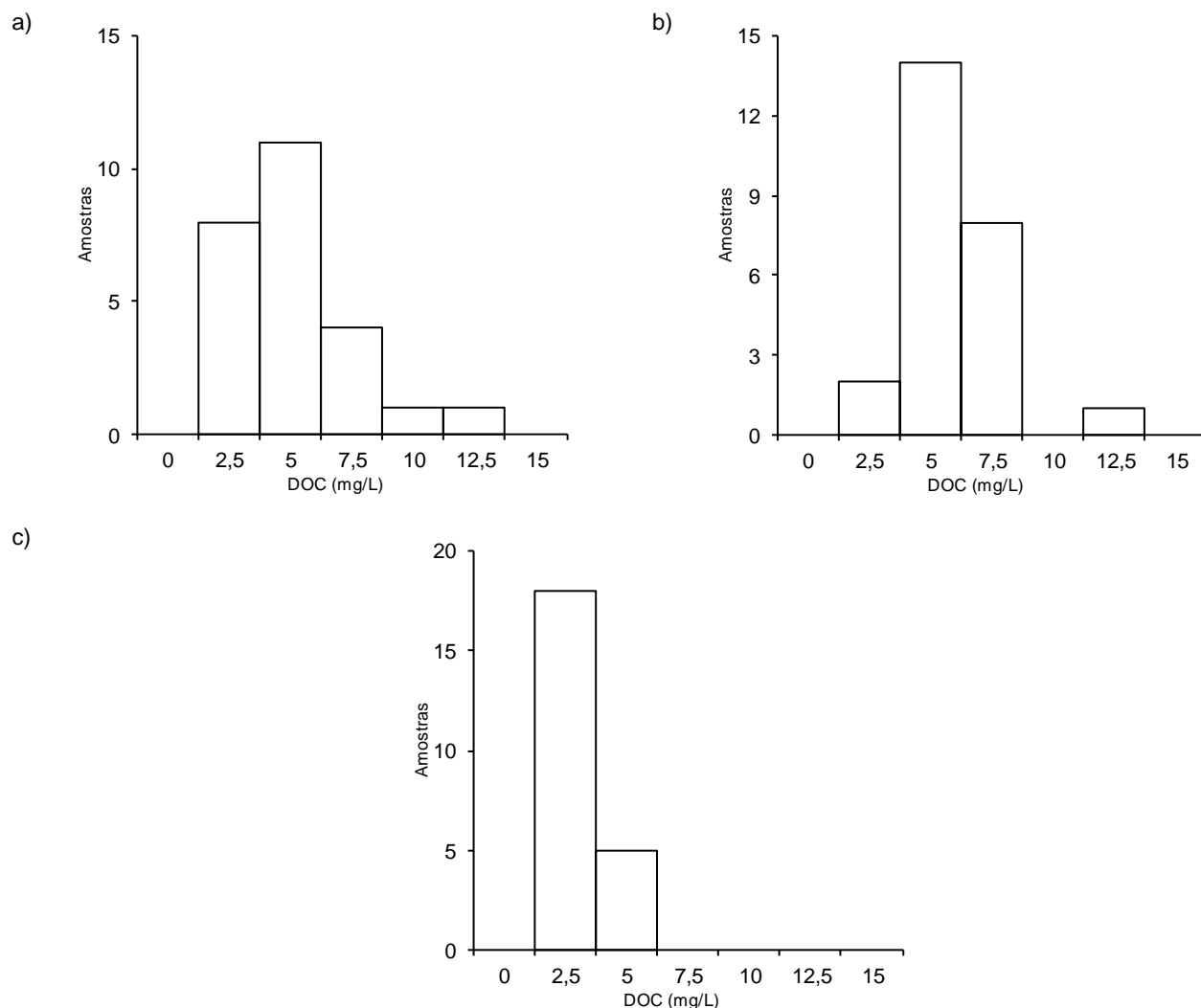


Figura 24 – Distribuição de frequência da concentração de DOC nas amostras coletadas nos agrupamentos a) HCA1 (n= 25); b) HCA2 (n= 25) e c) HCA3 (n= 23).

Com relação a heterogeneidade espacial da produção de DOC nas seções monitoradas, observou-se variação da concentração espacial e temporal nos poços das seções na encosta e na zona ripária (Figura 25).

Estes dados sugerem que, dada a heterogeneidade espacial de DOC no aquífero raso, os processos subsuperficiais de enriquecimento do aquífero raso com frações de carbono orgânico dissolvido podem estar relacionados com (i) processos de redistribuição do carbono orgânico do solo na bacia hidrográfica (Ritchie *et al.*, 2007) variáveis de acordo com a posição topográfica (Schwanghart & Jarmer, 2011)

e consequente transformação do SOC em DOC via sorção e (ii) posição do nível freático próximo em relação a horizontes orgânicos (Winterdahl *et al.*, 2011a; Winterdahl *et al.*, 2011b; Lambert *et al.*, 2013).

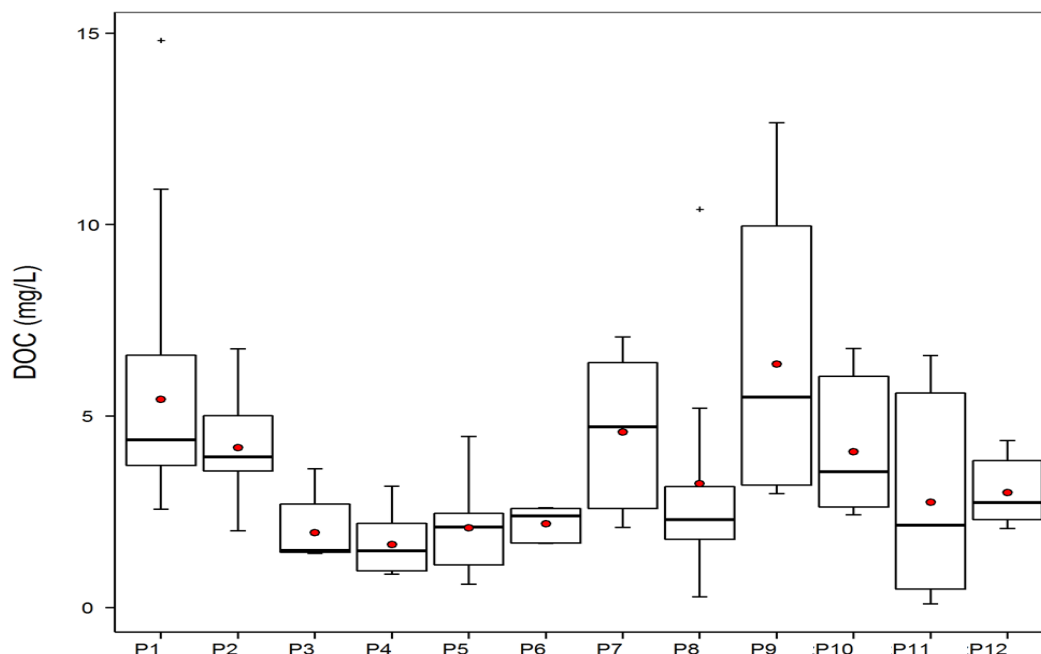


Figura 25 – Intervalo das concentrações de DOC (mg.L^{-1}) no aquífero raso.

Temporalmente, a variação da concentração de DOC no aquífero raso pode ser potencializada por uma diversidade de fatores (Kalbitz, *et al.*, 2000; Grabs *et al.*, 2012), como por exemplo: temperatura do solo, umidade antecedente, deposição atmosférica, concentração de CO_2 na atmosfera, processos de escoamento e/ou a combinação destes fatores (Erlandsson *et al.*, 2008).

A Tabela 9 apresenta as concentrações mínimas, médias e máximas, além do desvio padrão e coeficiente de variação das análises realizadas separadas por local de coleta.

De maneira geral, os processos biogeoquímicos que afetam a produção de DOC são controlados por condições climáticas e hidrológicas (i.e. precipitação e temperatura), características físicas e químicas dos solos em termos de armazenamento e disponibilidade de água e potencial de mineralização, biologia do solo (atividade microbiana) e a natureza da cobertura vegetal (Laudon *et al.*, 2013).

Com relação a dinâmica da concentração de DOC nos locais de monitoramento, observa-se que poços enquadrados como tendo comportamento hidrológico semelhante a partir das características da paisagem e do monitoramento

(Figura 18) (i.e. grupos formados por P1, P2 e P7 e por P3, P4, P5 e P6) apresentaram comportamento ligeiramente similares com relação a concentração de DOC.

Tabela 9 – Concentração de DOC nas amostras de água para cada local de coleta.

Seção	DOC média	DOC mín	DOC máx	DP	CV (%)
P1 (<i>n</i> =11)	5,44	2,57	14,81	3,37	62,03
P2 (<i>n</i> = 8)	4,18	2,00	6,75	1,38	33,02
P3 (<i>n</i> = 5)	1,95	1,41	3,62	0,94	48,27
P4 (<i>n</i> = 6)	1,64	0,87	3,17	0,85	51,53
P5 (<i>n</i> = 7)	2,08	0,61	4,47	1,23	59,18
P6 (<i>n</i> = 5)	2,19	1,67	2,60	0,46	21,24
P7 (<i>n</i> = 6)	4,59	2,09	7,06	1,95	42,49
P8 (<i>n</i> = 7)	3,39	0,28	10,40	3,58	105,67
P9 (<i>n</i> = 5)	6,36	2,97	12,66	3,92	61,61
P10 (<i>n</i> = 4)	4,07	2,42	6,77	1,89	46,50
P11 (<i>n</i> = 4)	2,75	0,09	6,58	2,77	100,86
P12 (<i>n</i> = 5)	3,00	2,06	4,36	0,88	29,41

Por outro lado, os poços em áreas de saturação temporária do perfil do solo (HCA1 e HCA2) apresentaram variabilidade temporal mais acentuada na concentração de DOC. A respeito desta variação, Grabs *et al.*, (2012) indica que nas zonas ripárias e em áreas de saturação temporária do perfil do solo o enriquecimento de carbono orgânico na água pode estar associado a I) presença de matéria orgânica em profundidade em planície de inundação "lavada" ativamente durante eventos pluviométricos; II) transferência de DOC e enriquecimento ao longo da bacia via processos de escoamento subsuperficial e III) fluxos hiporréicos entre o canal e a zona ripária. Desta maneira, dada a esta associação, indica-se que a dinâmica da concentração de DOC nas áreas de saturação temporária do perfil do solo é ligeiramente diferente do observado nas demais porções da bacia.

Poços localizados nas áreas de encosta com aquífero raso mais profundo, associados a menores teores de carbono orgânico no perfil do solo (i.e. HCA3, formado pelos poços P3, P4, P5 e P6) possuem valores de DOC significativamente inferiores aos demais poços da encosta que possuem saturação temporária no perfil de solo. Nestes locais, o aquífero raso raramente atinge os horizontes superiores do

solo com teores de SOC ligeiramente superiores (profundidade < 50cm), fazendo com que não se observe o enriquecimento da água.

Neste sentido, destaca-se que as seções que possuem um extenso período de saturação plena no perfil do solo na seção encosta ou ainda o nível do aquífero raso mais próximo da superfície (zona de saturação dinâmica; i.e. P1, P2 e P7), apresentam, além de uma maior variação, as maiores concentrações de DOC. A relação entre a extensão das áreas saturadas e a produção e transporte de DOC foi modelada em Birkel *et al.*, (2014) e Dick *et al.*, (2015), considerando que a extensão dinâmica das áreas saturadas associada a decomposição de material orgânico em solos faz com que existam *hotspots* biogeoquímicos e hidrológicos que governam a produção, armazenamento e transferência de DOC em direção aos canais.

A relação entre a concentração de DOC e nível do aquífero raso assume aparentemente um decaimento exponencial em profundidade para o agrupamento HCA2 e HCA3 (Figura 26), sobretudo influenciada pela ocorrência de solos com menores concentrações de SOC em profundidade.

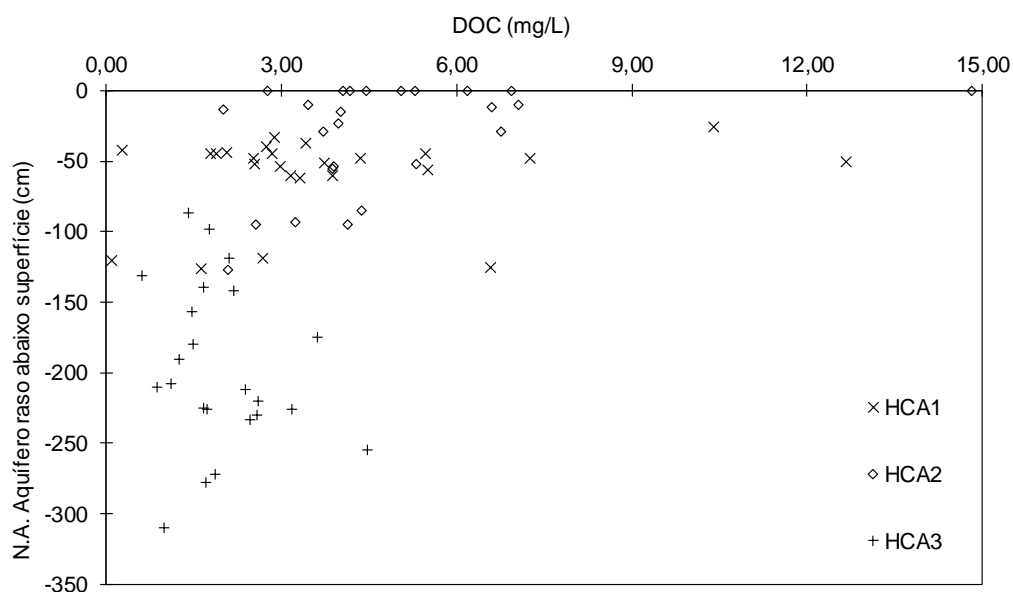


Figura 26 – Concentração de DOC em relação ao nível do aquífero raso observado no momento da amostragem por *cluster*.

Por outro lado, nas seções da zona ripária (HCA1) com maior concentração de SOC no perfil do solo e ausência de um padrão de decaimento definido de SOC com relação a profundidade, sendo que a relação da concentração de DOC em profundidade também não apresenta evidências significativas de decaimento em

função do nível do aquífero raso. Por exemplo na faixa de 0 – 50 cm de profundidade, na zona ripária obteve-se concentrações variáveis de 0,28 mg.L⁻¹ a 12,68 mg.L⁻¹.

A variação da concentração de DOC em relação ao nível do aquífero raso apresentou uma taxa variável durante as coletas realizadas. Esta análise permite o estabelecimento da relação entre a dinâmica do aquífero raso e a própria concentração de DOC na bacia do rio Sagui, a exemplo do obtido em Lyon *et al.*, (2011). As concentrações médias de DOC no perfil do solo tendem a atingir um máximo quando o nível do aquífero raso apresenta-se próximo da superfície (> 10cm). Esta relação é consistente com os resultados obtidos em Bishop *et al.*, (1990) e Seibert *et al.*, (2009). Existindo ainda um decaimento acentuado com relação a profundidade que pode ser aproximada a partir de uma função exponencial, estando relacionado com a disponibilidade de matéria orgânica no perfil do solo e/ou atividade biológica (Lyon *et al.*, 2011).

Esta relação é válida para as campanhas realizadas simultaneamente nos poços ($0,59 > R^2 > 0,74$), sendo esta correlação mais forte no mês de Julho/2014 (Figura 27). Relação semelhante foi obtida para o histórico das coletas em determinados poços, como por exemplo os poços do agrupamento HCA2 - P1, P2 e P7 (Figura 27d).

Alguns estudos (Boyer *et al.*, 1997; Inamdar *et al.*, 2004; McGlynn & McDonnell, 2003; Mei *et al.*, 2014) consideram a hipótese de que a concentração de DOC na água é dependente do mecanismo de *flushing* de nutrientes (Hornberger *et al.*, 1994), que indica que o pico da concentração de DOC ocorra antes do pico de vazão. Esta hipótese sugere que os solutos são lixiviados dos horizontes pedológicos superficiais, ricos em matéria orgânica, pela ascensão do nível do aquífero raso seguido do transporte lateral destes materiais via escoamento superficial ou por excesso de saturação, sobretudo nas zonas ripárias (Mei *et al.*, 2014).

De maneira geral, esta hipótese está ainda relacionada com a distribuição espacial das áreas variáveis de afluência e tempos de residência da água em bacias hidrográficas. Uma vez que em locais com maior permanência do nível do aquífero raso próximo a superfície associados ao gradiente hidráulico perfazendo a sequência da catena, faz com que exista um enriquecimento não linear de DOC durante a movimentação subsuperficial da água em direção aos canais, conforme evidenciado sobretudo nos poços P1, P2 e P7. Além disso, o rápido movimento da água no solo

via macroporos permite um enriquecimento de água via adsorção de carbono dos horizontes subsuperficiais, especialmente em porções da bacia que possuem maior volume de SOC lábil estocado (i.e. zona ripária e áreas saturadas da bacia).

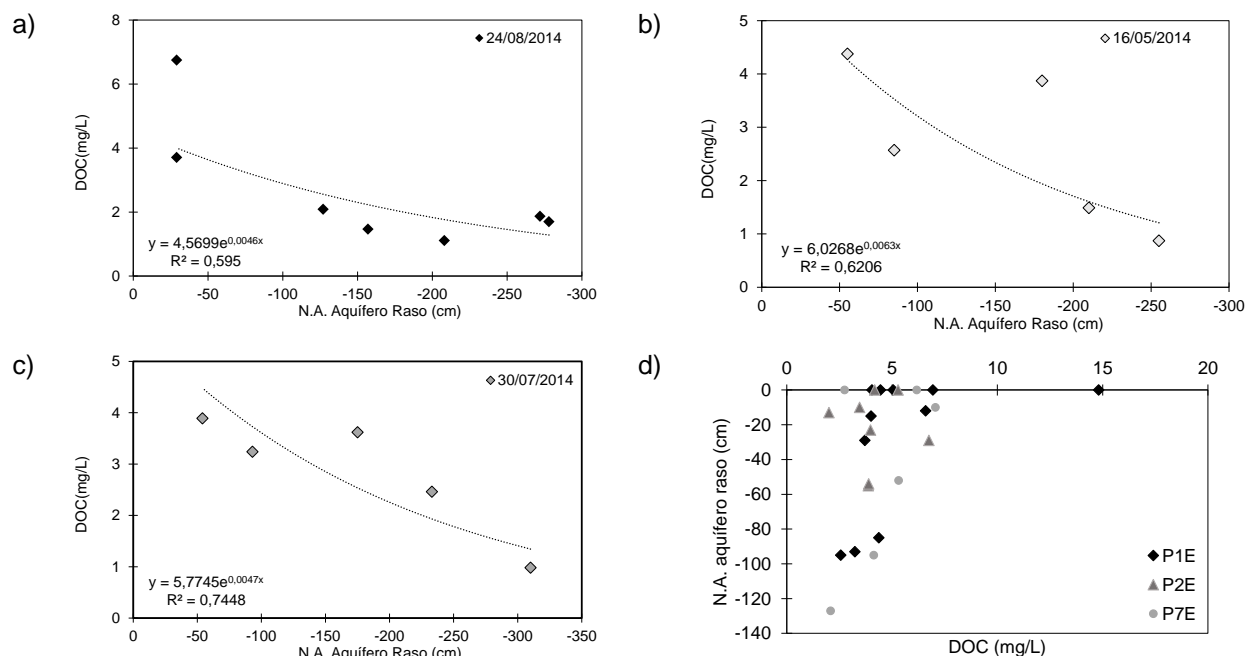


Figura 27 – Concentração de DOC em relação ao nível do aquífero raso para três campanhas realizadas na seção encosta: a) 24/08/2014; b) 15/05/2014; c) 30/07/2014; d) histórico de coletas nos poços P1, P2 e P7 (DOC x nível do aquífero raso).

Com relação a produção e armazenamento de DOC na paisagem, Chow *et al.*, (2006) indicam que os mecanismos primários de transformação de SOC em DOC estão relacionados com a saturação do perfil do solo, sobretudo nos horizontes pedológicos superficiais. Assim, a produção de DOC nos horizontes superficiais do solo apresenta relação explícita com a taxa de mineralização $\text{CO}_2 - \text{C}$, uma vez que os ciclos de saturação afetam a aeração do solo, criam condições aeróbicas alternadas com condições anaeróbicas que promovem uma diversidade de microrganismos que atuam como agentes decompositores da matéria orgânica (Fierer *et al.*, 2003).

Esta disponibilidade de carbono orgânico para a ocorrência de processos de enriquecimento da água pode ser compreendida parcialmente pela relação

estabelecida entre a concentração de DOC e as condições antecedentes de umidade na bacia (Figura 28).

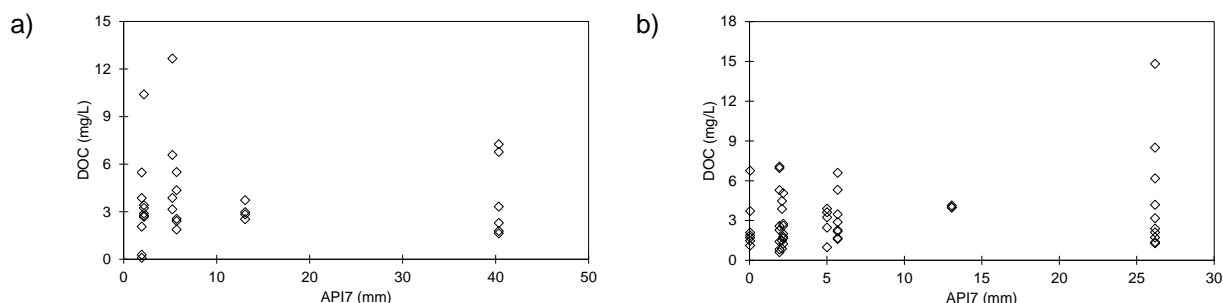


Figura 28 – Concentração de DOC nas amostras e *Antecedent Precipitation Index* para os 7 dias anteriores nos poços dos *clusters* a) HCA1 e b) HCA2 e HCA3.

Admite-se que para determinados poços na encosta localizados na porção com nível freático próximo a superfície, a produção de DOC é potencializada em condições de maior umidade na bacia, devido a um maior armazenamento de água e permanência desta água em contato com perfis mais superficiais do solo e com maior disponibilidade de matéria orgânica. Por outro lado, na zona ripária o comportamento é oposto havendo indícios que a capacidade de produção de DOC independe das condições antecedentes de umidade pois, via de regra, esta área encontra-se sempre com elevados teores de umidade. Assim, em condições de menor umidade antecedente na bacia, observa-se um enriquecimento da água armazenada enquanto que em maiores condições de umidade antecedente observa-se o processo temporário de lixiviação no perfil do solo dada a uma menor permanência da água no perfil do solo nestas áreas. Desta maneira, evidencia-se ainda que as condições de armazenamento na bacia possuem um papel fundamental na dinâmica de armazenamento e mobilização das frações de carbono na paisagem (Birkel et al., 2014), além de influenciar a própria produção de DOC no solo (Wu *et al.*, 2014; Oswald & Beanfireun, 2014).

Estes processos podem estar relacionados as características hidrológicas locais, uma vez que conforme apresentado na Figura 14, as características da paisagem (i.e. topográficas e do comportamento do nível freático) fazem com que o aquífero raso seja extremamente dinâmico mediante *inputs* de precipitação. Evidenciando assim que o processo de saturação do perfil do solo é temporário nesta

seção, sendo o perfil do solo constantemente lixiviado devido a movimentação da água oriunda da encosta a montante

A influência de características da paisagem na dinâmica de DOC em bacias foi relatada em diversos trabalhos (i.e. McGlynn & McDonnell, 2003; Billet *et al.*, 2006; Grabs *et al.*, 2012; Dick *et al.*, 2015). Neste sentido, com o objetivo de analisar os condicionantes da variabilidade da concentração de DOC na bacia do rio Saguí, foram testados modelos de regressão linear considerando as seguintes variáveis: média e mediana do nível do aquífero raso, índice topográfico, fator LS e SOC (Figura 29).

Considerando que a dinâmica do aquífero raso e padrões de geração de escoamento são diretamente relacionados com a topografia (Lyon *et al.*, 2011; Grabs *et al.*, 2012; Blumstock *et al.*, 2016), a análise morfométrica da paisagem torna-se uma abordagem consistente para a compreensão e extrapolação de processos hidrológicos e biogeoquímicos da escala da vertente para a bacia hidrográfica.

Sendo assim, tona-se clara uma relação explícita entre a concentração média de DOC e as médias e medianas locais do nível do aquífero raso. Desta maneira, obtém-se que locais cujo aquífero raso possui uma permanência média mais próxima da superfície possuirão também maiores concentrações de DOC. Apesar da simplificação realizada a partir da relação entre as concentrações médias e nível médio do aquífero raso, pode-se ainda realizar inferências sobre a heterogeneidade espacial da concentração de DOC na bacia do rio Saguí.

A dinâmica do aquífero raso no perfil do solo condiciona o comportamento de fatores auxiliares que irão impactar na variação espacial e temporal de carbono orgânico na paisagem dada a significativa resposta a condicionantes como alterações nos processos biológicos do solo, condições de umidade e temperatura (Tipping *et al.*, 1999). Embora possuindo comportamentos hidrológicos distintos, esta relação é válida para os poços da encosta e da zona ripária na bacia hidrográfica do rio Saguí.

Foi obtida correlação estatística entre os valores de índice topográfico e a concentração média de DOC nos poços, reforçando a premissa de que locais com maior probabilidade a saturação possuirão um maior armazenamento de SOC e produção de DOC no perfil do solo, sendo áreas com maior contribuição ao aporte de DOC nos canais (Dick *et al.*, 2015). Grabs *et al.*, (2012) formulou modelo de predição da concentração de DOC para zona ripária, em bacia de clima temperado,

considerando o nível do aquífero raso associado ao índice topográfico, obtendo melhores ajustes em comparação a modelos ajustados individualmente.

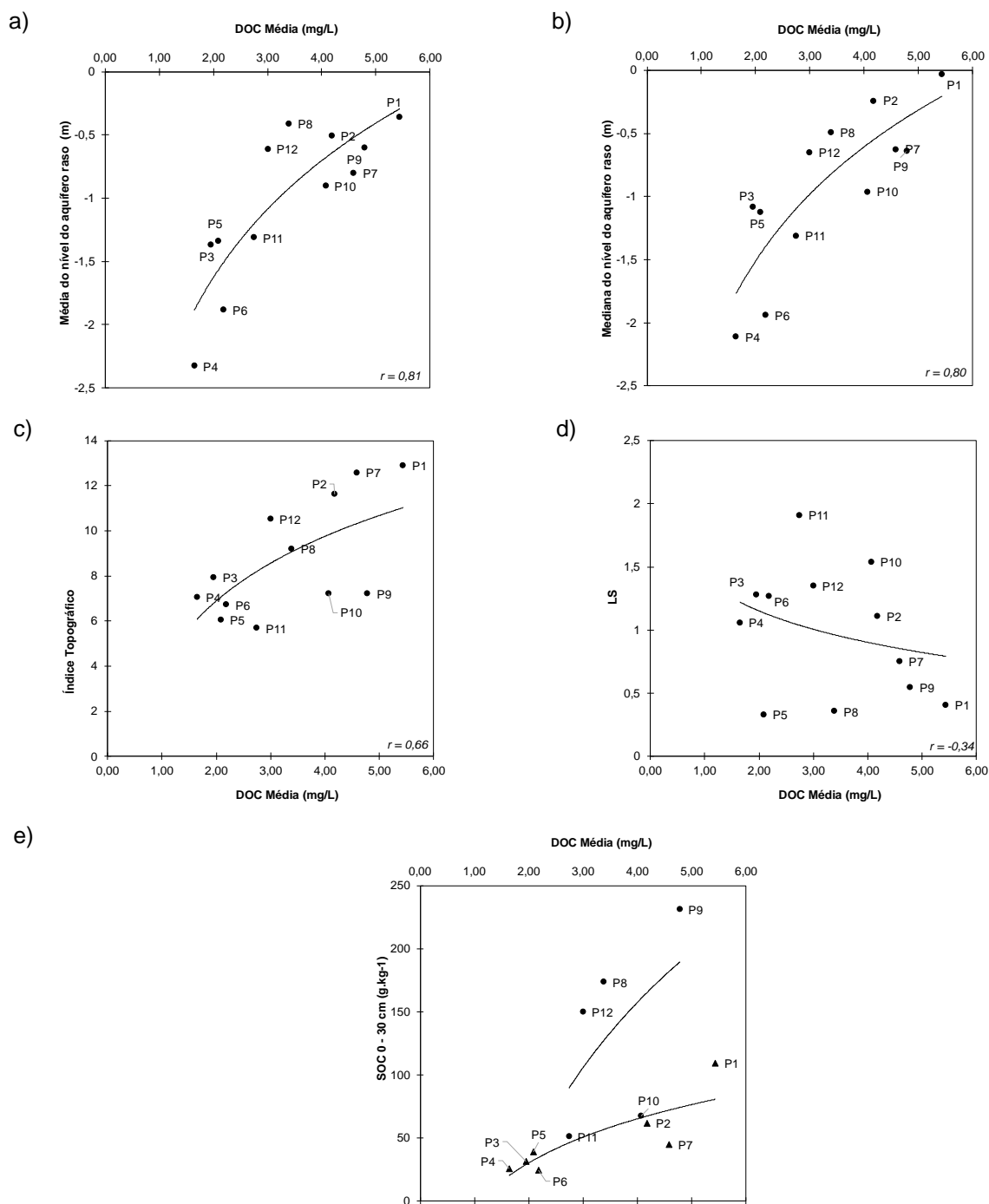


Figura 29 – Modelos de regressão linear obtidos para os locais de monitoramento com base na variação da concentração média de DOC com as variáveis explicativas: a) média do nível do aquífero raso; b) mediana do nível do aquífero raso; c) índice topográfico; d) fator LS; e) SOC.

Relação inversa foi obtida a partir da análise do fator LS e da concentração média de DOC, embora com menor correlação estatística pode-se inferir que em locais com maior propensão a perdas de solo, menores serão as concentrações de DOC no aquífero raso. Para a bacia hidrográfica do rio Saguí isto ocorre em função destas áreas com maior LS possuírem menor disponibilidade de SOC no perfil do solo, sobretudo ao considerar separadamente os grupos formados pelos poços com características hidrológicas semelhantes (p.ex. P3, P4 e P5 e P6 apresentam as menores concentrações médias de DOC e menores teores de SOC).

5.4 Produção, armazenamento e transferência de DOC na escala da bacia hidrográfica

Conforme apontam Thomas *et al.*, (2004) e Buffam *et al.*, (2007), a própria heterogeneidade da paisagem tem sido elencada como um dos fatores governantes da variabilidade da concentração de substâncias químicas no canal. Assim, associada a dinâmica hidrológica, torna-se um dos mecanismos que controlam a variabilidade de DOC nos canais (Aitkenhead *et al.*, 1999; Laudon *et al.*, 2011). Logo, *inputs* alóctones de DOC no canal estão relacionados com a ocorrência de processos biogeoquímicos e hidrológicos na paisagem.

Em linhas gerais, observa-se que as concentrações de DOC nas unidades de paisagem da bacia do rio Saguí são superiores as concentrações obtidas no canal em condições de escoamento de base (Figura 30), com exceção aos poços do agrupamento HCA3. Resultado semelhante foi observado em Chaplot & Ribolzi (2014) que relataram que a concentração de DOC no canal era cerca de três vezes inferior a concentração de DOC no aquífero raso.

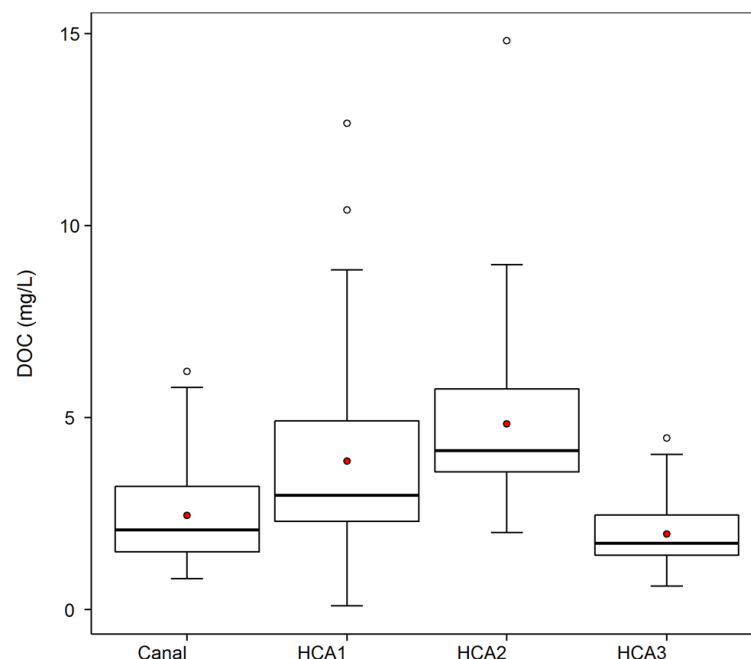


Figura 30 – Intervalo das concentrações de DOC (mg.L^{-1}) nas unidades de paisagem da bacia do rio Saguí.

A Figura 31 apresenta ainda um comparativo dos valores de concentração mínima, média e máxima de DOC para os locais de coleta na bacia do rio Saguí considerando o nível médio do aquífero raso obtido pelo ajuste entre as médias do nível da água nos locais de monitoramento e o IT.

Os valores médios de concentração de DOC nas unidades de paisagem da bacia do rio Saguí ($3,45 \pm 2,39 \text{ mg/L}^{-1}$ e $3,86 \pm 2,93 \text{ mg/L}^{-1}$ para encosta e zona ripária, respectivamente) são inferiores as ordens de grandeza observadas na literatura para bacias de clima temperado (McGlynn & McDonnell, 2003) e com presença significativa de *peatlands* (Dawson *et al.*, 2008; Lyon *et al.*, 2011; Grabs *et al.*, 2012; Dick *et al.*, 2015). Por outro lado, em bacias com condições climáticas semelhantes à do rio Saguí, Chaplot & Ribolzi (2014), observaram concentrações de DOC no aquífero raso ligeiramente superiores as médias obtidas neste estudo.

Durante as campanhas de coleta de amostras, o rio Saguí apresentou as menores concentrações em comparação com as unidades de paisagem HCA1 e HCA2 da bacia (Figura 32). Neste sentido, indica-se que apesar da produção e armazenamento de DOC ocorrerem de forma contínua na bacia, a sua mobilização até o canal só é ativada a partir da ocorrência de eventos pluviométricos. Assim, a fração de água que contribui e mantém o canal em condições de escoamento de base

possui baixas concentrações de DOC se comparado com os demais componentes que contribuem para a geração de escoamento, conforme apontado em Chaplot & Ribolzi (2014). Em geral, o aquífero profundo tende a ser uma fonte contínua e praticamente estável de DOC para os canais e cuja predominância é apenas em períodos de seca (Tiwari *et al.*, 2014; Dick *et al.*, 2015).

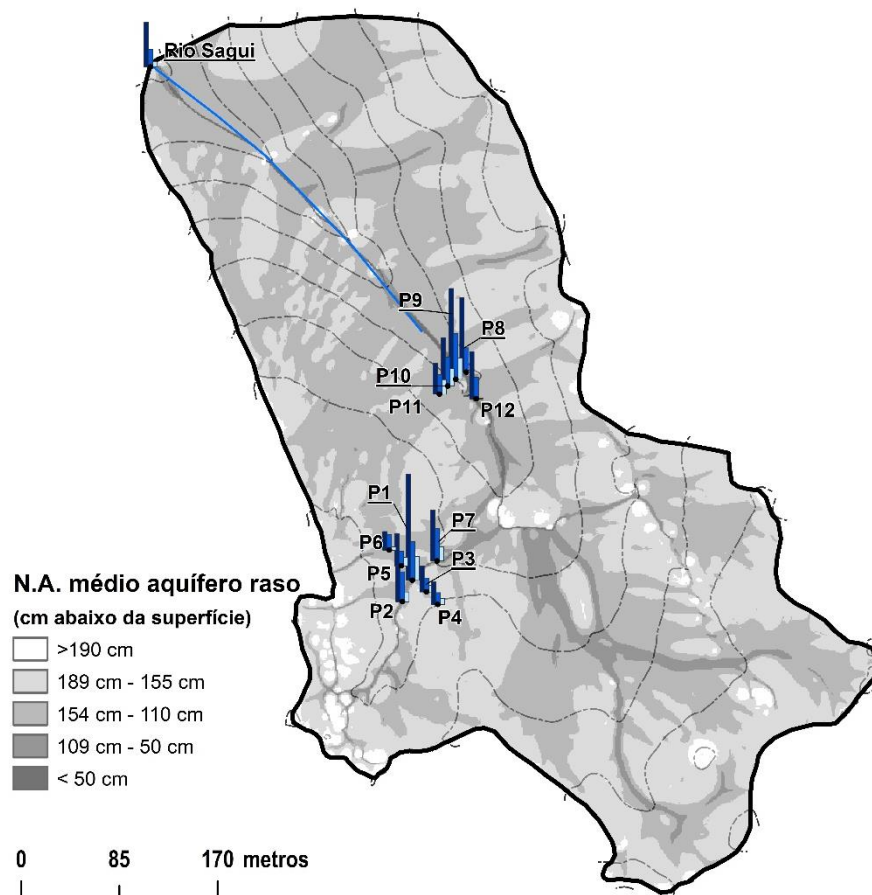


Figura 31 – Comparação relativa das concentrações mínimas (barras azul clara), médias (barras azul) e máximas (barras azul escuro) de DOC nos poços e canal para a bacia do rio Sagui com relação ao nível médio do aquífero raso.

Características físico-hídricas do solo surgem como agente controlador da geração de escoamento e transferência de solutos na escala da bacia hidrográfica (Soulsby *et al.*, 2006) associado a importância da umidade do solo em ativar processos de conectividade hidrológica superficiais (Santos, 2009; Jencso *et al.*, 2010) e subsuperficiais (Santos, 2009; Salve *et al.*, 2012) entre unidades de paisagem e canal.

Desta maneira, foi observada uma mudança de padrão nas concentrações médias de DOC na bacia ao longo das campanhas de monitoramento, indicando um controle das condições de umidade da bacia na produção e armazenamento de DOC (Figura 32) conforme relatado em Dawson *et al.*, (2008) e Van den Berg *et al.*, (2012) para solos no Reino Unido e Ågren *et al.*, (2007) para a bacia em florestal boreal.

Nas campanhas realizadas em Agosto/2014 e Junho/2015, observa-se que as maiores concentrações de DOC encontram-se na seção de monitoramento na zona ripária (HCA1), coincidindo com períodos de maior armazenamento de água dada as condições de saturação dos solos na bacia.

Neste sentido, indica-se que as encostas e zonas ripárias apresentam conectividade *quasi*-permanente com o canal, evidenciado pela saturação permanente de algumas áreas da bacia no período de inverno e geração de escoamento superficial (i.e. P1, P2 e P7). Desta maneira, as frações de DOC produzidas na encosta são mobilizadas via ocorrência de processos subsuperficiais, culminando no enriquecimento da água que passa pela zona ripária antes de atingir o canal. Resultados semelhantes foram obtidos em Boyer *et al.*, (1997), Mei *et al.*, (2014) e Dick *et al.*, (2015).

Além disso, neste período, a zona ripária ainda se apresenta com um déficit de armazenamento reduzido (p.ex. P8, P9 e P12). De maneira geral, a zona ripária exerce o controle primário da variação da concentração de DOC no canal (Hornberger *et al.*, 1994). A dinâmica de saturação na zona ripária reflete a conectividade da paisagem e controla a geração de processos de escoamento próximos a superfície (Tetzlaff *et al.*, 2007) e cujas respostas dependem de processos de interação entre as áreas saturadas e encostas (Tetzlaff *et al.*, 2008). Associado a isso, sendo a zona ripária uma área extremamente dinâmica na bacia possibilitando a mistura de águas de diferentes fontes.

Por estar localizada nas margens dos canais, a zona ripária é a última porção da paisagem em contato com os aquíferos raso e profundo antes de contribuir com a rede de canais ou para a zona hiporéica (Grabs *et al.*, 2012). Uma das funções da zona ripária na paisagem é proporcionar um controle hidrológico em pequenas variações da qualidade (Hooper *et al.*, 1998) e quantidade (McGlynn & McDonnell, 2003) das águas superficiais.

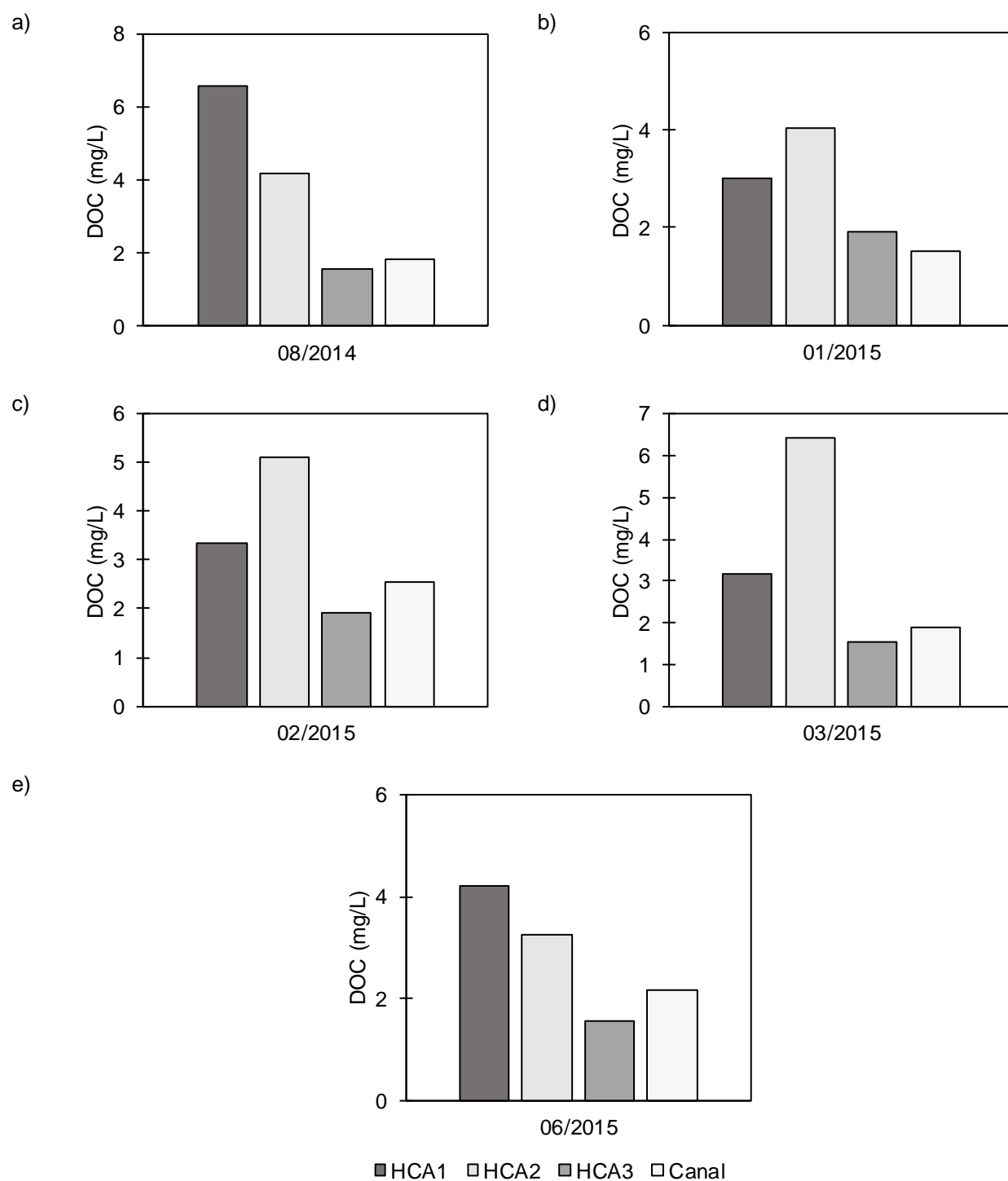


Figura 32 – Variação temporal das concentrações médias de DOC nas unidades de paisagem durante as campanhas de coleta.

Em essência, a fração de água armazenada na bacia (pré-evento), previamente enriquecida de DOC, pode ser rapidamente mobilizada durante um evento pela ascensão do nível freático em solo (Bishop *et al.*, 2011), fazendo com que os solos

das áreas saturadas permaneçam conectados ao canal (Grabs *et al.*, 2012). Este fato é evidenciado na dinâmica do aquífero raso na seção da zona ripária próximo a nascente, onde nota-se uma rápida ascensão do nível do aquífero raso durante eventos pluviométricos.

Além disso, as concentrações mais altas de DOC no momento em que o nível do aquífero raso encontrava-se próximo da superfície foram observadas nos poços das seções da encosta e zona ripária. O incremento na concentração de DOC no aquífero raso geralmente ocorre assim que ocorre a ascensão do nível da água com menores concentrações nos horizontes superficiais do solo (Inamdar *et al.*, 2004; Dawson *et al.*, 2008). Esta hipótese sugere que as frações lábeis de carbono são lixiviadas dos horizontes pedológicos superficiais a partir da ascensão do nível do aquífero raso, naturalmente com menor concentração de DOC, seguido do transporte lateral via escoamento superficial ou por excesso de saturação, sobretudo nas zonas ripárias ou em áreas saturadas da paisagem (Mei *et al.*, 2014) durante a rápida mobilização em eventos.

Nas três campanhas de coletas simultâneas realizadas no período entre Janeiro a Março/2015, a concentração média de DOC em porção da encosta (HCA2) foi superior ou ligeiramente inferior a concentração obtida na seção de monitoramento na zona ripária (HCA1).

Desta maneira, dado ao comportamento do aquífero raso na encosta em períodos de menor umidade na bacia, estima-se que a fração de água que escoia subsuperficialmente raramente atinja os horizontes mais superficiais do solo, com maiores quantidades de SOC disponível para processos de sorção. Assim, as concentrações médias de DOC obtidas na encosta foram ligeiramente inferiores as observadas nos períodos de maior armazenamento na bacia. Este fato corrobora com a hipótese do enriquecimento da água mediante a ascensão do aquífero raso em contato com horizontes com maior quantidade de SOC no perfil do solo, sobretudo nas áreas dinamicamente saturadas da bacia do rio Sagui.

Por outro lado, Chaplot & Ribolzi (2014) citam que uma razão possível para uma menor concentração de DOC na fração de água do solo que contribui diretamente para o canal (i.e. que passa pela zona ripária) é de que como o escoamento subsuperficial proporciona uma movimentação lenta da água no sentido da vertente, frações significativas de DOC são perdidas em função de interações microbiológicas

com o solo (i.e. decomposição da matéria orgânica e/ou a adsorção do DOC em frações inorgânicas).

Além disso, apesar dos locais de monitoramento nas áreas saturadas apresentarem maiores concentrações relativas de DOC dada uma maior capacidade de produção e armazenamento na paisagem (Dick *et al.*, 2015), a transferência de água e solutos estará condicionada a ocorrência de eventos pluviométrico que permitirão que esta fração de água enriquecida seja mobilizada rapidamente até o canal.

A Figura 33 apresenta um diagrama conceitual considerando o controle das condições de umidade da bacia no armazenamento e produção de DOC nas unidades de paisagem da bacia do rio Sagui, evidenciando ainda os condicionantes hidrológicos discutidos até o momento. Observa-se que em condições de maior umidade na bacia, dada a uma maior intensidade e duração dos eventos (i.e. campanhas de Agosto/2014 e Junho/2015), as seções localizadas na zona ripária (HCA1) apresentam maiores concentrações de DOC em comparação com as áreas de encosta temporariamente saturadas (HCA2) na bacia.

Por outro lado, em condições de maior déficit de armazenamento de água na bacia, as fontes de DOC estão concentradas nas áreas saturadas da encosta (P1, P2 e P7) dada a ocorrência do mecanismo de rápida ascensão e recessão do nível do aquífero raso, enriquecendo a água armazenada nestes locais.

Complementarmente, a Figura 34 apresenta a análise hierárquica de agrupamentos para as seções de monitoramento da bacia do rio Sagui considerando as variáveis relacionadas ao comportamento hidrológico (média e mediana do nível do aquífero raso), concentração de DOC (mínima, média e máxima) e teor de SOC (0 – 30cm) local.

Observa-se uma configuração ligeiramente diferente do apresentado na Figura 18, que apresenta o dendograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nas características da paisagem e dos poços monitorados, em virtude de características semelhantes com relação ao comportamento da concentração de DOC nas seções de monitoramento do nível do aquífero raso e teor de SOC no perfil do solo.

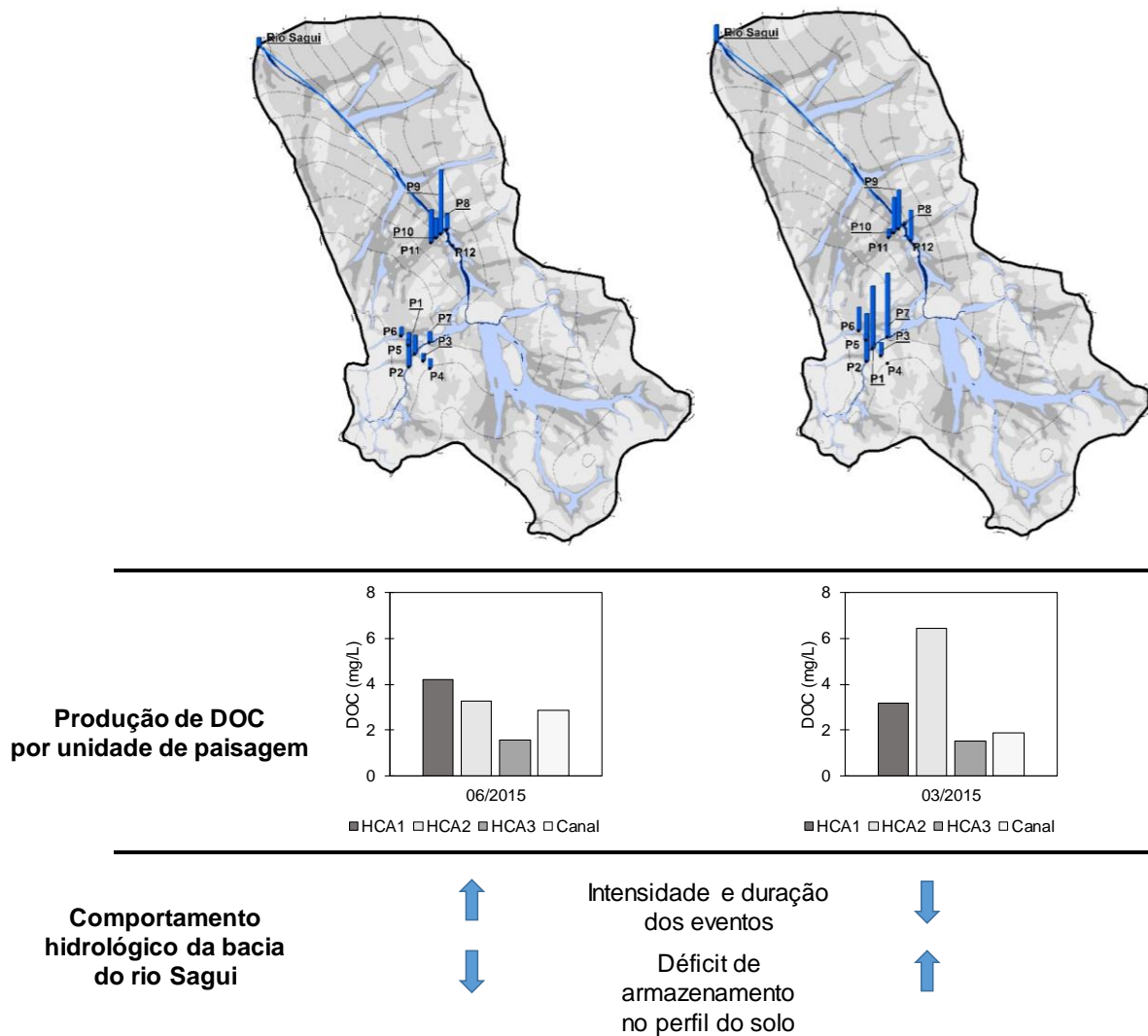


Figura 33 – Diagrama conceitual do controle das condições de umidade do comportamento hidrológico na produção de DOC na paisagem em período de maior (esquerda) e menor (direita) condições de umidade na bacia do rio Sagui.

Por exemplo, I) nos poços em porções mais altas da encosta (i.e. P4 e P6) onde o nível do aquífero raramente atinge a superfície e apresenta baixas concentrações de DOC e teor de SOC, II) poços localizados imediatamente a montante da nascente na zona ripária (i.e. P8, P9 e P12) e III) poços localizados na área dinâmica de saturação na encosta (i.e. P1, P2, P10, P7) agrupados com os demais poços localizados no entorno destas áreas (i.e. P11, P3 e P5).

Desta maneira, ao considerar os agrupamentos formados pelos poços a montante da nascente e na área dinâmica de saturação na encosta sobretudo pelos teores de SOC no perfil do solo e concentrações de DOC observadas, reforça-se a

conclusão de que existe uma área dinâmica e sazonal que irá controlar a produção, armazenamento e transferência das frações de DOC na paisagem até o canal fluvial, estando relacionado com o comportamento hidrológico das unidades de paisagem na bacia do rio Sagui.

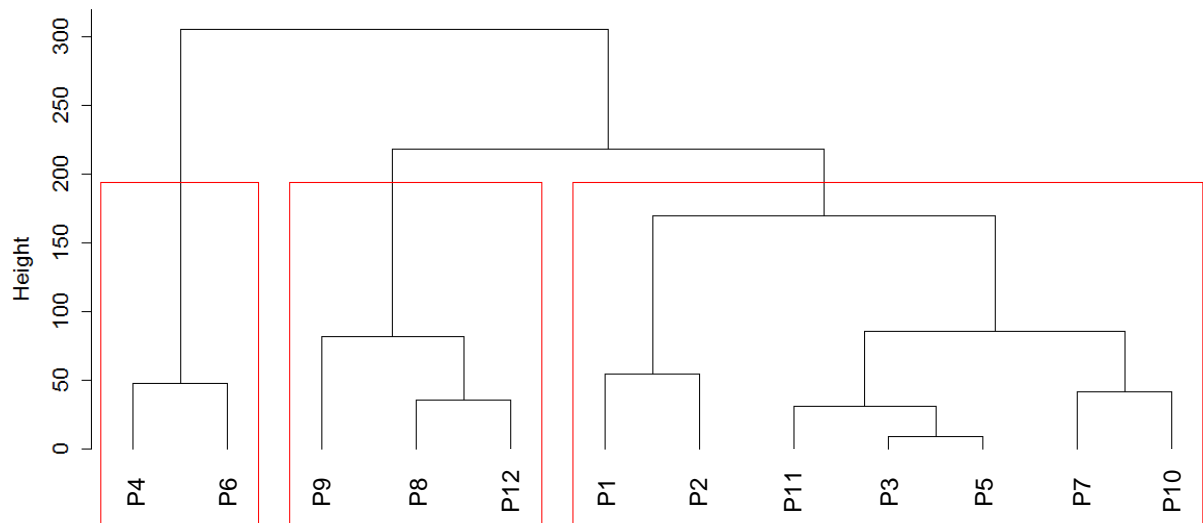


Figura 34 – Dendrograma resultante da análise hierárquica de agrupamentos baseada nos dados do monitoramento do nível do aquífero raso nos poços (média e mediana do nível de água), concentrações mínimas, médias e máximas de DOC e teor total de SOC (0 – 30cm).

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho descreveu a relação entre mecanismos de produção e armazenamento de carbono orgânico dissolvido e a dinâmica do aquífero raso em unidades de paisagem em uma bacia hidrográfica de cabeceira (0,24 km²) em ambiente subtropical.

Para analisar a dinâmica de DOC associada aos mecanismos de geração de escoamento, foi necessária a instrumentação de uma rede de poços para obtenção dos níveis do aquífero raso em duas seções de monitoramento. Uma seção foi instalada na zona ripária no entorno da nascente e outra instalada em porção da encosta na bacia hidrográfica. Desta maneira, foram utilizados dados oriundos do monitoramento hidrológico associados a análises de laboratório para determinar o teor de carbono orgânico no solo e a concentração de DOC no aquífero raso e canal.

Quanto ao monitoramento hidrológico implementado na bacia do rio Saguí, destaca-se que considerando o desenvolvimento, construção e calibração de sensores de nível de baixo custo para o monitoramento automatizado do nível do aquífero raso, o sistema de monitoramento se mostrou adequado aos objetivos da pesquisa.

Os dados obtidos permitiram descrever o comportamento do aquífero raso evidenciando um comportamento distinto entre as seções monitoradas. De maneira geral, as zonas ripárias da bacia apresentam uma capacidade de resposta mais rápida a eventos pluviométricos em comparação aos poços localizados na seção da encosta.

Observou-se dois patamares distintos de condições de umidade no período monitorado devido a ocorrência de eventos pluviométricos em maior intensidade e frequência após o início da primavera. Desta maneira, obteve-se também comportamentos distintos do aquífero raso ao longo do período monitorado, sobretudo no que tange a permanência da saturação do perfil do solo em determinados locais (p.ex. talvegue da seção de encosta), configurando áreas de saturação dinâmica na bacia do rio Saguí. Além disso, um reduzido déficit de armazenamento no perfil do solo na zona ripária neste período permitiu a ocorrência de rápidas ascensões e recessões do nível freático mediante a precipitação e/ou conectividade com a encosta a montante.

Para determinar os principais mecanismos de controle da resposta do aquífero raso na paisagem foi utilizada a análise hierárquica de clusters pelo método *k-means*. Foi possível sistematizar as respostas hidrológicas e as características hidrogemomorfológicas dos poços na bacia do rio Sagui em três grandes grupos, a saber: I) poços instalados na zona ripária cujo comportamento hidrológico é condicionado pelo reduzido déficit de umidade e pelos valores de condutividade hidráulica superiores a 9 m/dia associados a espessura do solo inferior a 1,2 metros, fazendo com que estes locais apresentem respostas imediatas a eventos de precipitação; II) poços instalados em área de saturação dinâmica na bacia cuja permanência do nível do aquífero raso próximo da superfície ($> 10\text{cm}$) foi recorrente ao longo do período monitorado; III) poços localizados na encosta, em áreas de maior declividade e menor comprimento de rampa, cujo nível do aquífero raso raramente aproxima-se da superfície do solo.

Para obtenção da distribuição vertical e espacial do teor de carbono orgânico no solo, foram analisadas 59 amostras dos 12 poços localizados nas seções monitoramento (0 - 1 m). Em geral, foram observados maiores teores de SOC em horizontes superficiais do solo (0 - 10cm) para a zona ripária – HCA1 ($127,74 \pm 71,24 \text{ g.kg}^{-1}$) e porção de saturação dinâmica na encosta - HCA2 ($65,91 \pm 3,33 \text{ g.kg}^{-1}$).

Nas seções da encosta (HCA2 e HCA3), observa-se em geral um decaimento do teor de SOC com relação a profundidade. Obteve-se uma relação explícita entre a localização do poço ao longo da encosta e o teor médio no perfil do solo, sugerindo que processos de redistribuição de solo e carbono orgânico são governados pelas características topográficas da paisagem. Por outro lado, na zona ripária (HCA1) os teores de SOC no perfil do solo indica um acúmulo de SOC em horizontes subsuperficiais dada a ocorrência de processos de infiltração e lixiviação associada a uma reduzida profundidade do solo até a camada impermeável com presença de horizonte hístico.

O teor de SOC no solo apresentou forte correlação positiva com as médias e medianas do nível do aquífero raso para as seções de encosta e zona ripária. Desta maneira, indica-se que quanto mais próximo da superfície encontra-se o nível do aquífero raso, maior será o teor de carbono orgânico no perfil do solo em função das mudanças na microbiota e nos processos biogeoquímicos que se alternam entre uma condição aeróbia e outra anaeróbia no perfil do solo, permitindo o incremento nas

condições de armazenamento de SOC no perfil do solo dada a deficiência de oxigênio para ocorrência de mineralização.

Com relação a variação espacial da concentração de DOC no aquífero raso, os locais de amostragem na zona ripária (HCA1) e nos poços em locais com maior declividade na encosta (HCA3) apresentaram concentrações de DOC ligeiramente inferiores as amostras da seção na porção de saturação dinâmica na encosta (HCA2) ($3,86 \pm 2,93 \text{ mg.L}^{-1}$, $1,96 \pm 0,91$ e $4,83 \pm 2,53 \text{ mg.L}^{-1}$, respectivamente). Além disso, observou-se uma maior variabilidade temporal da concentração de DOC nas áreas saturadas da bacia do rio Sagui, evidenciando que a produção e armazenamento de DOC possui dependência espacial.

Em geral, observou-se que a relação entre a concentração de DOC e nível do aquífero raso assume um decaimento exponencial variável em profundidade para as áreas saturadas na encosta, sobretudo influenciada pela ocorrência de solos com menores concentrações de SOC em profundidade. As concentrações médias de DOC no perfil do solo tendem a atingir os maiores valores quando o nível do aquífero raso apresenta-se próximo da superfície ($> 10\text{cm}$). Não foi observado padrão de decaimento definido de DOC com relação a profundidade do nível do aquífero raso na seção da zona ripária.

Em linhas gerais, o rio Sagui apresentou as menores concentrações de DOC em comparação com as zonas ripária e porção de saturação dinâmica da encosta apesar da produção e do armazenamento de DOC ocorrer de forma contínua na paisagem.

Foi observada ainda uma mudança de padrão nas concentrações médias de DOC nas unidades de paisagem da bacia ao longo das campanhas de monitoramento, indicando um controle das condições médias de umidade da bacia na produção e armazenamento de DOC.

Em períodos de maior armazenamento de água na bacia, as zonas ripárias apresentam as maiores concentrações de DOC. Assim, descreve-se que nestes períodos as zonas ripárias e encostas apresentam reduzido déficit de saturação e uma situação de conectividade hidrológica *quasi*-permanente. Logo as frações de DOC produzidas e armazenadas na bacia em períodos entre eventos são mobilizadas continuamente da encosta para a zona ripária.

Por outro lado, em períodos de menor armazenamento de água na bacia, as maiores concentrações de DOC foram obtidas nas áreas saturadas na encosta, embora em menores ordens de grandezas do que em períodos de altas taxas de umidade antecedente. Este fato indica que existe um maior enriquecimento da água mediante a ascensão do aquífero raso em contato com horizontes superficiais do solo com maiores teores de SOC, sobretudo nas áreas saturadas em períodos em que estão hidrologicamente desconectadas do canal fluvial.

Enquanto os resultados desta pesquisa indicam um controle das condições de umidade da bacia na produção, armazenamento e transferência de DOC nas encostas e na zona ripária até o rio Sagui, algumas questões importantes ainda permanecem em aberto. Questões relacionadas aos mecanismos de transporte de DOC até o canal durante os eventos pluviométricos poderão ser respondidas a partir da utilização de elementos traçadores (p.ex. isótopos estáveis) combinadas na análise da concentração de DOC no aquífero raso e demais componentes do ciclo hidrológico.

Essa avaliação, associada a identificação de fontes ativas de DOC mediante o uso de traçadores, poderá auxiliar a descrição dos processos não lineares que atuam na mobilização das frações de DOC na paisagem. Desta maneira, poderão ser identificados os volumes de carbono exportados em bacias de cabeceira, comparativamente importantes dentro do contexto de sequestro de CO₂ para de descrição do efeito dos gases de efeito estufa associados a mudanças climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS Técnicas (ABNT). NBR 13.133 - **Execução de Levantamentos Topográficos**, v. 1, 1994.

ÅGREN A.; BUFFAM, I.; JANSSON, M.; LAUDON, H. Importance of seasonality and small streams for the landscape regulation of dissolved organic carbon export. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences** (2005–2012), v. 112, n. G3, 2007.

AITKENHEAD, J.A.; HOPE, D.; BILLETT, M.F. The relationship between dissolved organic carbon in streamwater and soil organic carbon pools at different spatial scales. **Hydrological Processes**, v.13, p.1289–1302, 1999.

AMBROISE, B. Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. **Hydrological Processes**, v.18, p. 1149-1155, 2004.

AMOROCHO, J. Comentários sobre "Predicting storm runoff on small experimental watershed", por N.E. Minshall. **J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.**, 87 (HY2), p.185-191, 1961.

BACHMAIR, S., WEILER, M. Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability, **Hydrology and Earth System Sciences**, 16(10), 3699– 3715, 2012.

BALDOCK, J.A.; SKJEMSTAD, J.O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. **Organic Geochemistry**, v. 31, n. 7, p. 697-710, 2000.

BATHURST, J.C.; O'CONNELL, P.E. Future of distributed modelling: the Système Hydrologique Européen. **Hydrological Processes**, v. 6, n. 3, p. 265-277, 1992.

BATJES, N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, v.47, p.151-163, 1996.

BECKER, A. Runoff processes in mountain headwater catchments: recent understanding and research challenges. In: HUBER, et al (Ed.). **Global change and mountain regions**. Netherlands, p. 283-295, 2005.

BETSON, R.P. What is watershed runoff? **Journal of Geophysical Research**, v. 69, nº 8, p. 1541-1552, 1964.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, 24, p. 43-69, 1979.

BILLETT, M.F.; DEACON, C.M.; PALMER, S.M.; DAWSON, J.J.C.; HOPE, D. Connecting organic carbon in streamwater and soils in a peatland catchment. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences** (2005–2012), v. 111, n. G2, 2006.

BIRKEL, C., SOULSBY, C., TETZLAFF, D. Integrating parsimonious models of hydrological connectivity and soil biogeochemistry to simulate stream DOC dynamics. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, 2014.

BIRKEL, C.; TETZLAFF, D.; DUNN, S.M.; SOULSBY, C. Towards a simple dynamic process conceptualization in rainfall–runoff models using multi-criteria calibration and tracers in temperate, upland catchments. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 3, p. 260–275, 2010.

BISHOP K.; BUFFAM, I.; ERLANDSSON, M.; FÖLSTER, J.; LAUDON, H.; SEIBERT, J., TEMNERUD, J. Aqua Incognita: the unknown headwaters. **Hydrological Processes**, v.22, p.1239–1242, 2008.

BISHOP, K.H.; GRIP, H.; O'NEILL, A. The origins of acid runoff in a hillslope during storm events, **Journal of. Hydrology**, 116, 35–61, 1990.

BISHOP, K., SEIBERT, J., NYBERG, L., RODHE, A. Water storage in a till catchment, II: Implications of transmissivity feedback for flow paths and turnover times, **Hydrological Processes**, 25, 3950–3959, 2011"

BISHOP, K.; SEIBERT, J.; KÖHLER, S.; LAUDON, H. Resolving the double paradox of rapidly mobilized old water with highly variable responses in runoff chemistry. **Hydrological Processes**, v.18, n.1, p.185–189, 2004.

BISHOP, K.H.; LEE, Y.H.; PETTERSSON, C.; ALLARD, B. Terrestrial sources of methylmercury in surface waters: the importance of the riparian zone on the Svartberget catchment. **Water, Air and Soil Pollution**, v.80, p.435–444, 1995.

BLUMSTOCK, M., TETZLAFF, D., DICK, J.J., NUETZMANN, G., SOULSBY, C. Spatial organization of groundwater dynamics and streamflow response from different hypopedological units in montane catchment. **Hydrological Processes**, 2016 (in press).

BOYER, E.W., HORNBERGER, G.M.; BENCALA, K.E.; McKNIGHT, D.M. Effects of asynchronous snowmelt on flushing of dissolved organic carbon: a mixing model approach, **Hydrological Processes**, 14, 3291– 3308, 2000.

BOYER, E.W.; HORNBERGER, G.M.; BENCALA, K.E.; McKNIGHT, D. Overview of a simple model describing variation of dissolved organic carbon in an upland watershed. **Ecological Modelling**, v.86, p.183–188, 1996.

BROOKS, P.D.; McKNIGHT, D.M.; BENCALA, K.E. The relationship between soil heterotrophic activity, soil dissolved organic carbon (DOC) leachate, and catchment-scale DOC export in headwater catchments. **Water Resources Research**. v.35, p.1895–1902, 1999.

BROWN, V.A.; McDONNELL, J.J.; BURNS, D.A.; KENDALL, C. The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. **Journal of Hydrology**, v.217, n°3–4, p.171–190, 1999.

BUFFAM, I.; LAUDON, H.; TEMNERUD, J.; MÖRTH, C.M.; BISHOP, K. Landscape-scale variability of acidity and dissolved organic carbon during spring flood in a boreal stream network. **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences**. v.112, 2007.

CAPPUS, P. Bassin experimental d'Alrance: etudes dès lois de l'écoulement. Application au calcul et a la prevision des debits. **La Houille Blanche**, v.A, p. 493-514, 1960.

CAREY, S.K.; QUINTON, W.L. Evaluating runoff generation during summer using hydrometric, stable isotope and hydrochemical methods in a discontinuous permafrost alpine catchment. **Hydrological Processes**, v.19, n°1, p.95–114, 2005.

CASPER, M.C.; VOLKMANN, H.N.; WALDENMEYER, G.; PLATE, E.J. The separation of flow pathways in a sandstone catchment of the Northern Black Forest using DOC and a nested approach. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v.28, n.6, p. 269-275, 2003.

CHAPLOT, V.; PODWOJEWSKI, P.; PHACHOMPHON, K.; VALENTIN, C. Soil erosion impact on soil organic carbon spatial variability on steep tropical slopes. **Soil Science Society of America Journal**, v. 73, n. 3, p. 769-779, 2009.

CHAPLOT, V.; POESEN, J. Sediment, soil organic carbon and runoff delivery at various spatial scales. **Catena**, v. 88, n. 1, p. 46-56, 2012.

CHAPLOT, V.; RIBOLZI, O. Hydrograph separation to improve understanding of Dissolved Organic Carbon Dynamics in Headwater catchments. **Hydrological Processes**, 28(21), 5354-5366. 2014.

CHAPLOT, V.A.M.; RUMPEL, C.; VALENTIN, C. Water erosion impact on soil and carbon redistributions within uplands of Mekong River. **Global biogeochemical cycles**, v. 19, n. 4, 2005.

CHOW, A.T.; TANJI, K.K.; GAO, S.; DAHLGREN, R.A. Temperature, water content and wet–dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. **Soil Biology and Biochemistry**, 38(3), 477-488, 2006.

CHRISTOPHER, S. F., MITCHELL, M. J., MCHALE, M. R., BOYER, E. W., BURNS, D. A., KENDALL, C. Factors controlling nitrogen release from two forested catchments with contrasting hydrochemical responses. **Hydrological Processes**, 22(1), 46-62, 2008.

CLARK, J.M.; LANE, S.N.; CHAPMAN, P.J.; ADAMSON, J.K. Export of dissolved organic carbon from an upland peatland during storm events: implications for flux estimates. **Journal of Hydrology**, 347(3), 438-447, 2007.

CLYMO, R. S.; PEARCE, D. M. E.; CONRAD, R. Methane and carbon dioxide production in, transport through, and efflux from a peatland [and discussion]. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences**, v. 351, n. 1696, p. 249-259, 1995.

COLE, J.J.; PRAIRIE, Y.T.; CARACO, N.F.; McDOWELL, W.H.; TRANVIK, L.J.; STRIEGL, R.G.; DUARTE, C.M.; KORTELAINE, P.; DOWNING, J.A.; MIDDLELBURG, J.J.; MELACJ, J. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. **Ecosystems**, v. 10, n. 1, p. 172-185, 2007.

DALAGNOL, E.F.N. **Subsídios para o zoneamento da APA do Rio dos Bugres, Rio Negrinho – SC, com vistas ao aproveitamento de água para abastecimento público**. Florianópolis, 2001. 166f. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina.

DALZELL, B.J.; FILLEY, T.R.; HARBOR, J.M. The role of hydrology in annual organic carbon loads and terrestrial organic matter export from a midwestern agricultural watershed. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 6, p. 1448-1462, 2007.

DAVIDSON, E.A.; JANSSENS, I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, v. 440, n.7081, p. 165-173, 2006.

DAWSON, J.J.; BILLET, M.F.; HOPE, D.; PALMER, S.M.; DEACON, C.M. Sources and sinks of aquatic carbon in a peatland stream continuum. **Biogeochemistry**, v.70, nº1, p.71-92, 2004.

DAWSON, J.J.C.; SMITH, P. Carbon losses from soil and its consequences for land-use management. **Science of the Total Environment**, v. 382, n. 2, p. 165-190, 2007.

DAWSON, J.J.C.; SOULSBY, C.; TETZLAFF, D.; HRACHOWITZ, M.; DUNN, S.M.; MALCOLM, I.A. Influence of hydrology and seasonality on DOC exports from three contrasting upland catchments. **Biogeochemistry**, v.90, nº1, p.93-113, 2008.

DETTY, J. M., McGUIRE, K. J. Topographic controls on shallow groundwater dynamics: implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones in a till mantled catchment. **Hydrological Processes**, 24(16), 2222-2236, 2010.

DICK, J. J., TETZLAFF, D., BIRKEL, C., SOULSBY, C. Modelling landscape controls on dissolved organic carbon sources and fluxes to streams. **Biogeochemistry**, 122(2-3), 361-374, 2015.

DIETRICH, M.; ANDERSON, N.H. Dynamics of abiotic parameters, solute removal and sediment retention in summery-dry headwater streams of western Oregon. **Hydrobiologia**. v.379, p.1–15, 1998.

DORAN, J.W., PARKIN, T.B. Defining and assessing soil quality. **SSSA special publication**, 35, 3-3, 1994.

DOSSKEY, M.G.; BERTSCH, P.M. Forest sources and pathways of organic matter transport to a blackwater stream: a hydrologic approach. **Biogeochemistry**, v. 24, n. 1, p. 1-19, 1994.

DUNNE, T. Field Studies of Hillslope Flow Processes In: Kirkby,M.(Ed.), **Hillslope Hydrology**, New York: John Wiley & Sons, p.227-293, 1978.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resources Research**, v. 6, p. 1296-1311, 1970.

EGLIN, T., WALTER, C., NYS, C., FOLLAIN, S., FORGEARD, F., LEGOUT, A., & SQUIVIDANT, H. Influence of waterlogging on carbon stock variability at hillslope scale in a beech forest (Fougères forest–West France). **Annals of forest science**, 65(2), 1-10, 2008.

EIMERS, M.C.; WATMOUGH, S.A.; BUTTLE, J.M. Long-term trends in dissolved organic carbon concentration: a cautionary note. **Biogeochemistry**. v.87, p.71–81, 2008.

ERLANDSSON, M., BUFFAM, I., FOLSTER, J., LAUDON, H., TEMNERUD, J., WEYHENMEYER, G. A., BISHOP, K.: Thirty-five years of synchrony in the organic matter concentrations of Swedish rivers explained by variation in flow and sulphate, **Global Change Biology**., 14, 1191–1198, 2008

ESCHLEMAN, K.N.; HEMOND, H.F. The role of organic acids in the acidbase chemistry of surface waters at Bickford watershed, Massachusetts, **Water Resources Research**, v.21, p.1505– 1510, 1985.

EVANS, C.D.; CHAPMAN, P.J.; CLARK, J.M.; MONTEITH, D.T.; CRESSER, M.S. Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils. **Global Change Biology**. v.12, p.2044–2053, 2006.

FALKOWSKI, P., SCHOLLES, R. J., BOYLE, E. E. A., CANADELL, J., CANFIELD, D., ELSER, J., GRUBER, N.; HIBBARD, K.; HOGBERG, P.; LINDER, S.; MACKENZIE, F.T.; MOORE III, B.; PEDERSEN, T.; ROSENTHAL, Y.; SEITZINGER, S.; SMETACEK, V.; Steffen, W. The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. **Science**, 290(5490), 291-296, 2000.

FIEBIG, D.M.; LOCK, M.A.; NEAL, C. Soil water in the riparian zone as a source of carbon for a headwater stream. **Journal of Hydrology**, v.116, n.1, p.217-237, 1990.

FIERER, N.; SCHIMEL, J.P.; HOLDEN, P.A. Influence of drying–rewetting frequency on soil bacterial community structure. **Microbial Ecology**. 45 (1), 63–71, 2003.

FISHER, S.G.; LIKENS, G.E. Energy flow in Bear Brook, New Hampshire: an integrated approach to stream ecosystem metabolism. **Ecological Monographs**, v.43, p.421-439, 1973.

FLÜGEL, W.A.. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. **Hydrological Processes**, v.9, p. 423-436, 1995.

FRANK, H.; PATRICK, S.; PETER, W.; HANNES, F. Export of dissolved organic carbon and nitrogen from Gleysol dominated catchments—the significance of water flow paths. **Biogeochemistry**, v.50, n°.2, p.137-161, 2000.

GALLANT, J.C.; DOWLING, T.I. A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. **Water Resources Research**, v. 39, n. 12, p. 1347, 2003.

GENEVIÈVE, A.; BIRKEL, C.; TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; McDONNELL, J.J.; TAROLLI, P. A comparison of wetness indices for the prediction of observed connected saturated areas under contrasting conditions. **Earth Surface Processes and Landforms**, 39(3), 399-413, 2014.

GESSLER, P. E., CHADWICK, O. A., CHAMRAN, F., ALTHOUSE, L., HOLMES, K. Modeling soil-landscape and ecosystem properties using terrain attributes. **Soil Science Society of America Journal**, 64(6), 2046-2056, 2000.

GOMI, T.; SIDLE, R.C.; RICHARDSON, J.C. Understanding processes and downstream linkages of headwater systems, **BioScience**, 52, 905– 916, 2002.

GORHAM, E. Northern Peatlands: role in the carbon cycle and provable responses to climatic warning. **Ecological Applications**, v.1, n°2, p.182-195, 1991.

GRABS, T.; BISHOP, K.; LAUDON, H.; LYON, S.W.; SEIBERT, J. Riparian zone hydrology and soil water total organic carbon (TOC): implications for spatial variability and upscaling of lateral riparian TOC exports. **Biogeosciences**, v. 9, n. 10, p. 3901-3916, 2012.

GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial Processes, Organisation and Patterns. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. (Eds.). **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling**. 1.ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. p. 3-16.

GREGORICH, E.G., GREER, K.J., ANDERSON, D.W., LIANG, B.D., Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. **Soil and Tillage Research** 47, 291–302, 1998.

HANGEN, E.; LINDENLAUB, M., LEIBUNDGUT, C.; von WILPERT, K. Investigating mechanisms of stormflow generation by natural tracers and hydrometric data: a small catchment study in the Black Forest, Germany. **Hydrological Processes** 15: 183–199, 2001.

HARMAN, C., SIVAPALAN, M. A similarity framework to assess controls on shallow subsurface flow dynamics in hillslopes, **Water Resources Research**, 45, W01417, 2009.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **International Symposium of Forest Hydrology**. Pergamon Press, Oxford. p. 275-290, 1967.

HINTON, M.J.; SCHIFF, S.L.; ENGLISH, M.C. Sources and flowpaths of dissolved organic carbon during storms in two forested watersheds of the Precambrian Shield. **Biogeochemistry**, v.4, p.175–197, 1998.

HONGVE, D. Production of dissolved organic carbon in forested catchments. **Journal of Hydrology**, v. 224, n. 3, p. 91-99, 1999.

HOOD, E.; GOOSEFF, M.N.; JOHNSON, S.L. Changes in the character of stream water dissolved organic carbon during flushing in three small watersheds, Oregon. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences** (2005–2012), v.111, n.G1, 2006.

HOOPER, R.P.; AULENCACH, B.T.; BURNS, D.A.; McDONNELL, J.J.; FREER, J.; KENDALL, C.; BEVEN, K. Riparian control of stream water chemistry: implications for hydrochemical basin model. In: International Association of Hydrological Sciences Publication, 248, **Proceedings of the HeadWater'98** Conference, Merano, p.451-458, 1998.

HOPE, D., PALMER, S.M., BILLET, M.F.; DAWSON, J.J.C. Variations in dissolved CO₂ and CH₄ in a first order stream and catchment: An investigation of soil-stream linkages, **Hydrological Processes**, 18, 3255– 3275, 2004.

HOPE, D.; BILLET, M.F.; MILNE, R.; BROWN, T.A. Exports of organic carbon in British rivers. **Hydrological Processes**, v.11, n°3, p.325-344, 1997.

HORNBERGER, G.M.; BENCALA, K.E.; MCKNIGHT, D.M. Hydrological controls on dissolved organic carbon during snowmelt in the Snake River near Montezuma, Colorado, **Biogeochemistry**, 25(3), 147-165, 1994.

HOUGHTON, R.A. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850. In: LAL, R.; KIMBLE, J.M.; LEVINE, E.; STEWART, B.A. (Eds.), **Soils and Global Change**. CRC/Lewis, Boca Raton, 1995, p. 45-65.

INAMDAR, S.P.; & MITCHELL, M.J. Hydrologic and topographic controls on storm-event exports of dissolved organic carbon (DOC) and nitrate across catchment scales. **Water Resources Research**, 42(3), 2006.

INAMDAR, S.P.; CHRISTOPHER, S.F.; MITCHELL, M.J. Export mechanisms for dissolved organic carbon and nitrate during summer storm events in a glaciated forested catchment in New York, USA. **Hydrological Processes**, v. 18, n. 14, p. 2651-2661, 2004.

JAMES, A.L., ROULET, N.T. Antecedent moisture conditions and catchment morphology as controls on spatial patterns of runoff generation in small forest catchments. **Journal of Hydrology**, 377 (3–4), 351–366, 2009.

JANZEN, H.H. Carbon cycling in earth systems - a soil science perspective. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, V.104, p.399–417, 2004.

JENCSO, K.G.; McGLYNN, B.L. Hierarchical controls on runoff generation: Topographically driven hydrologic connectivity, geology, and vegetation. **Water Resources Research**, v. 47, n. 11, 2011.

JENCISO, K.G.; McGLYNN, B.L.; GOOSEFF, M.N.; WONDZELL, S.M.; BENCALA, K.E.; MARSHALL, L.A. Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach-and plot-scale understanding to the catchment scale. **Water Resources Research**, v. 45, n. 4, 2009.

JIANG, R., WOLI, K. P., KURAMOCHI, K., HAYAKAWA, A., SHIMIZU, M., HATANO, R. Hydrological process controls on nitrogen export during storm events in an agricultural watershed. **Soil Science & Plant Nutrition**, 56(1), 72-85, 2010.

JOBÁGY, E.G. & JACKSON, R.B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. **Ecological Applications**, 10:423-436, 2000

KALBITZ, K.; SOLINGER, S.; PARK, J.H.; MICHALZIK, B.; MATZNER, E. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review, **Soil Science**, v.165, p.277–304, 2000.

KASURINEN, V.; ALFREDSEN, K.; OJALA, A.; PUMPANEN, J.; WEYHENMEYER, G.A.; FUTTER, M.N.; LAUDON, H.; BERNINGER, F. Modeling nonlinear responses of DOC transport in boreal catchments in Sweden. **Water Resources Research**, 2016 (in press).

KATSUYAMA, M., OHTE, N., KABEYA, N. Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. **Water Resources Research**, 41(1), 2005.

LABORATÓRIO DE ENGENHARIA AMBIENTAL FRANCISCO BORSARI NETTO. **Manual de procedimentos para análises em laboratório**. LABEAM-UFPR, 2015.

LAFLEUR, P.M., ROULET, N.T., BUBIER, J.L, FROLKING, S. MOORE, T.R. Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog, **Global Biogeochemical Cycles**, 17(2), 1036, 2003.

LAL, R. Forest soils and carbon sequestration. **Forest Ecology and Management**, v.220, p.242-258, 2005.

LAL, R. Global soil erosion by water and carbon dynamics. In: LAL, R. **Soils Processes and the Carbon Cycle**, 1995.

LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. **Geoderma**. vol. 123, p.1-22, 2004.

LAMBERT, T.; PIERSON-WICKMANN, A.C.; GRUAU, G.; JAFFREZIC, A.; PETITJEAN, P.; THIBAUT, J.N.; JEANNEAU, L. Hydrologically driven seasonal changes in the sources and production mechanisms of dissolved organic carbon in a small lowland catchment. **Water Resources Research**, v. 49, n. 9, p. 5792-5803, 2013.

LAMBERT, T.; PIERSON-WICKMANN, A.C.; GRUAU, G.; THIBAUT, J.N.; JAFFREZIC, A. Carbon isotopes as tracers of dissolved organic carbon sources and

water pathways in headwater catchments. **Journal of Hydrology**, v. 402, n. 3, p. 228-238, 2011.

LAUDON, H.; BERGGREN, M.; ÅGREN, A.; BUFFAM, I.; BISHOP, K.; GRABS, T.; JANSSON, M.; KOHLER, S. Patterns and dynamics of dissolved organic carbon (DOC) in boreal streams: the role of processes, connectivity, and scaling. **Ecosystems**, 14(6), 880-893, 2011.

LAUDON, H.; KÖHLER, S.; BUFFAM, I. Seasonal TOC export from seven boreal catchments in northern Sweden. **Aquatic Sciences**, v. 66, n. 2, p. 223-230, 2004.

LENNON, J.T.; Experimental evidence that terrestrial carbon subsidies increase CO₂ flux from lake ecosystems, **Oecologia**, 138, 584–591, 2004.

LI, M.; ZHANG, X.; PANG, G.; HAN, F. The estimation of soil organic carbon distribution and storage in a small catchment area of the Loess Plateau. **Catena**, v. 101, p. 11-16, 2013.

LIN, H. Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data. **Vadose Zone Journal**, 2(1), 1-11, 2003.

LIU, C.P.; SHEU, B.H. Dissolved organic carbon in precipitation, throughfall, stemflow, soil solution, and stream water at the Guandaushi subtropical forest in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, v.172, n.2, p.315-325, 2003.

LYON, S. W., GRABS, T., LAUDON, H., BISHOP, K. H., SEIBERT, J.: Variability of groundwater levels and total organic carbon in the riparian zone of a boreal catchment, **Journal of Geophysical Research**, 116, 2011.

MARANGON, F.H.S. **Avaliação dos efeitos da umidade antecedente e da espessura do solo na simulação de eventos hidrológicos com o modelo TOPOG_SBM na bacia experimental do rio Saci, Rio Negrinho/SC**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal do Paraná, 2013.

MCDONNELL J, OWENS IF, STEWART MK. A case study of shallow flow paths in a 626 steep zero-order basin. **Water Resources Bulletin**. 27, 679-685, 1991.

McDONNELL, J.J.; McGLYNN, B.L.; KENDALL, K.; SHANLEY, J.; KENDALL, C. The role of near-stream riparian zones in the hydrology of steep upland catchments. **IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences**, v. 248, p. 173-180, 1998.

McGLYNN, B.L.; McDONNELL, J.J. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. **Water Resources Research**, v. 39, n°. 11, p. 1310, 2003.

McGLYNN, B.L.; McDONNELL, J.J. Role of discrete landscape units in controlling catchment dissolved organic carbon dynamics. **Water Resources Research**, v. 39, n.. 4, p. 1090, 2003.

McGLYNN, B.L.; SEIBERT, J. Distributed assessment of contributing area and riparian buffering along stream networks. **Water Resources Research**, v. 39, n. 4, 2003.

MEERSMANS, J., DE RIDDER, F., CANTERS, F., DE BAETS, S., VAN MOLLE, M. A multiple regression approach to assess the spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). **Geoderma**, 143(1), 1-13, 2008.

MEI, Y.; HORNBERGER, G.M.; KAPLAN, L.A.; NEWBOLD, J.D.; AUFDENKAMPE, A.K. Estimation of dissolved organic carbon contribution from hillslope soils to a headwater stream. *Water Resources Research*, 48(9), 2012.

MEI, Y.; HORNBERGER, G.M.; KAPLAN, L.A.; NEWBOLD, J.D.; AUFDENKAMPE, A.K. The Delivery of Dissolved Organic Carbon from a Forested Hillslope to a Headwater Stream in southeastern Pennsylvania, USA. 50(7), **Water Resources Research**, 5774-5796, 2014.

MEYBECK, M. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. **American Journal of Science**, v.282: p. 401–450, 1982.

MEYBECK, M. Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology and budget. **Water, Air and Soil Pollution**, v.70, p.443–463, 1993.

MOORE, I.; BURCH, G. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. **Soil Science Society of America Journal**, v.50: 1294–1298, 1986.

MOORE, I.D.; GESSLER, G.A.; PETERSON, G.A. Soil attribute prediction using terrain analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.443-452, 1993.

MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, v. 5, p.3-30, 1991.

MOREL, B.; DURAND, P.; JADDREZIC, A.; GRUAU, G.; MOLENAT, J. Sources of dissolved organic carbon during stormflow in a headwater agricultural catchment. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 20, p. 2888-2901, 2009.

NOBRE, A. D., CUARTAS, L. A., HODNETT, M., RENNÓ, C. D., RODRIGUES, G., SILVEIRA, A., WATERLOO, M., SALESKA, S. Height above the nearest drainage—a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, 404(1), 13-29, 2011.

OSWALD, C.J.; BRANFIREUN, B.A. Antecedent moisture conditions control mercury and dissolved organic carbon concentration dynamics in a boreal headwater catchment, **Water Resources Research**, 50, 2014.

PALMER, S.M.; HOPE, D.; BILLET, M.F.; DAWSON, J.J.C.; BRYANT, C.L. Sources of organic and inorganic carbon in a headwater stream: evidence from carbon isotope studies. **Biogeochemistry**, v.52, n.3, p.321-338, 2001.

PAUL, K. I., POLGLASE, P. J., NYAKUENGAMA, J. G., KHANNA, P. K. Change in soil carbon following afforestation. **Forest ecology and management**, 168(1), 241-257, 2002.

PEI, T.; QIN, C.Z.; ZHU, A.; YANG, L.; LUO, M.; LI, B; ZHOU, C. Mapping soil organic matter using the topographic wetness index: A comparative study based on different flow-direction algorithms and kriging methods. **Ecological indicators**, v. 10, n. 3, p. 610-619, 2010.

PENNA, D., MANTESE, N., HOPP, L., DALLA FONTANA, G., & BORGA, M. Spatio-temporal variability of piezometric response on two steep alpine hillslopes. **Hydrological Processes**, 29(2), 198-211, 2015.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. R: A Language and Environment for Statistical Computing. **R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria**. ISBN 3-900051-07-0. <http://www.Rproject.org>, 2009.

RAWLS, W. J., PACHEPSKY, Y. A., RITCHIE, J. C., SOBECKI, T. M., BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. **Geoderma**, 116(1), 61-76, 2003.

RITCHIE, J.C.; McCARTY, G.W.; VENTERIS, E.R.; KASPER, T.C. Soil and soil organic carbon redistribution on the landscape. **Geomorphology**, v.89, n°1, p.163-171, 2007.

SALVE, R., REMPE, D.M., DIETRICH, W.E. Rain, rock moisture dynamics, and the rapid response of perched groundwater in weathered, fractured argillite underlying a steep hillslope, **Water Resources Research**, 48, W11528, 2012.

SANDERMAN, J.; LOHSE, K.A.; BALDOCK, J.A.; AMUNDSON, R. Linking soils and streams: Sources and chemistry of dissolved organic matter in a small coastal watershed, **Water Resources Research**, 45, 2009.

SANTOS, I. ; SIEFERT, C. A. C.; LOPES, F. C. A.; IENSEN, I. R. R. Avaliação do efeito de escala na distribuição espacial das áreas variáveis de afluência na bacia do rio Apucarantina, região sul-brasileira. In: **VI Congresso Nacional de Geomorfologia**, 2013, Coimbra - Portugal. Atas/Proceedings, 2013.

SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2009.

SAYAMA, T.; McDONNELL, J.J.; DHAKAL, A.; SULLIVAN, K. How much water can a watershed store?. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3899-3908, 2011.

SCHIFF, S.; ARAVENA, R.; MEWHINNEY, R.; ELGOOD, R.; WARNER, B.; DILLON, P.; TRUMBORE, S. Precambrian shield wetlands: hydrologic control of the sources and export of dissolved organic matter. **Climatic Change**, v.40, n.2, p.167-188, 1998.

SCHIFF, S.L.; ARAVENA, R.; TRUMBLORE, S.E.; HINTON, M.J.; ELGOOD, R.; DILLON, P.J. Export of DOC from forested catchments on the Precambrian Shield of Central Ontario: clues from 13C and 14C. **Biogeochemistry**, v.36, n.1, p.43-65, 1997.

SCHMIDT MWI, TORN MS, ABIVEN S, DITTMAR T, GUGGENBERGER G, JANSSENS IA, KLEBER M, KÖGEL-KNABNER I, MANNING DAC, NANNIPIERI P, RASSE DP, WEINER S, TRUMBORE SE. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. **Nature** 478: 49–56, 2011.

SCHWANGHART, W.; JARMER, T. Linking spatial patterns of soil organic carbon to topography - a case study from south-eastern Spain. **Geomorphology**, v. 126, n. 1, p. 252-263, 2011.

SCOTT, M.J.; JONES, M.N.; WOOF, C.; TIPPING, E. Concentrations and fluxes of dissolved organic carbon in drainage water from an upland peat system. **Environment International**, v.24, n.5, p.537-546, 1998.

SEIBERT, J., BISHOP. K., RODHE, A.; McDONNELL, J.J. Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis, **Water Resources Research**, 39(1), 1014, doi:10.1029/2002WR001404, 2002.

SEIBERT, J., GRABS, T., KÖHLER, S., LAUDON, H., WINTERDAHL, M., BISHOP, K. Linking soil- and stream-water chemistry based on a Riparian Flow-Concentration Integration Model, **Hydrology and Earth System Sciences**, 13, 2287–2297, 2009.

SEIBERT, J.; McGLYNN, B. Landscape Element Contributions to Storm Runoff. In: ANDERSON, M. G., McDONNELI, J. J. **Encyclopedia of hydrological sciences**, John Wiley & Sons Inc, EUA, 2005, 3174p.

SEYFRIED, M. S.; WILCOX, B.P. Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling. **Water Resources Research**, n° 31 (v.1), p.173-184, 1995

SHIMADZU CORPORATION – Controlled Total Organic Carbon Analyser - TOC – VCPH/CPN & TOC – Control V Software. Manual do Usuário. 394p. **Shimadzu Corporation – Analytical & Measuring Instruments Division**, Kyoto, Japan, 2003.

SIDLE, R.C. New concepts in hydrogeomorphic processes across various scales of space and time. **Transactions, Japanese Geomorphological Union**, n° 25, p.331-340, 2004.

SIDLE, R.C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSADA, I.; FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**, n°14, p.369-385, 2000.

SIDLE, R.C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSADA, I.; FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**, n°14, p.369-385, 2000.

SIEFERT, C.A.C.; SCHULTZ, G.B.; MARANGON, F.H.S.; LANGE, D.R.; SANTOS, I. Análise do efeito de escala da base cartográfica na obtenção de atributos topográficos em bacia hidrográfica de 1ª ordem. **Anais do X Simpósio Nacional de Geomorfologia: Geomorfologia, Ambiente e Sustentabilidade**, 2014.

SIEGENTHALER U, SARMIENTO JL. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. **Nature** **365**:119–25.

SORRIBAS, M. V.; COLLISCHONN, W.; MARQUES, D.M.M.; FRAGOSO JÚNIOR, C.R.; CASTRO, N.M.R.; SOUZA, R.S. Modelagem Distribuída do Carbono em Bacias Hidrográficas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, p. 225-240, 2012.

SORRIBAS, M.V. **Simulação da dinâmica de carbono em bacias hidrográficas**. Dissertação (Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul). Porto Alegre: UFRGS, 141p., 2011.

SOULSBY, C.; RODGERS, P.; SMART, R.; DAWSON, J.; DUNN, S. A tracer-based assessment of hydrological pathways at different spatial scales in a mesoscale Scottish catchment. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 4, p. 759-777, 2003.

STARR, G.C.; LAL, R.; KIMBLE, J. Empirical relationships for soil organic carbon transport from agricultural watersheds in Ohio. **Land Degradation & Development**, v. 19, n. 1, p. 57-64, 2008.

STIEGLITZ, M.; SHAMAN, J.; McNAMARA, J.; ENGEL, V.; SHANLEY, J.; KLING, G.W. An approach to understanding hydrologic connectivity on the hillslope and the implications for nutrient transport. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17(4), 2003.

SUMMERELL, G.K.; VAZE, J.; TUTEJA, N.K.; GRAYSON, R.B.; BEALE, G.; DOWNLING, T.I. Delineating the major landforms of catchments using an objective hydrological terrain analysis method. **Water Resources Research**, v. 41, n. 12, 2005.

SWARZENSKI, P.; CAMPBELL, P.L. On the Worldwide Riverine Transport of Sediment–Associated Contaminants to the Ocean. In.: ANDERSON, M.; McDONNELL, J.J. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**. John Wiley & Sons Ltd. 2005.

TEMNERUD, J.; BISHOP, K. Spatial variation of streamwater chemistry in two Swedish boreal catchments: implications for environmental assessment. **Environmental Science and Technology**. v.39, p.1463–1469, 2005.

TEMNERUD, J.; FÖLSTER, J.; BUFFAM, I.; LAUDON, H.; ERLANDSSON, M.; BISHOP, K. Can the distribution of headwater stream chemistry be predicted from downstream observations?. **Hydrological Processes**, v.24, n°16, p.2269-2276, 2010.

TEMNERUD, J.; SEIBERT, J.; JANSSEN, M.; BISHOP, K. Spatial variation in discharge and concentrations of organic carbon in a catchment network of boreal streams in northern Sweden. **Journal of Hydrology**, v. 342, n. 1, p. 72-87, 2007.

TERRA, J. A., SHAW, J. N.; REEVES, D. W.; RAPER, R. L.; VAN SANTEN, E.; MASK, P. L. Soil carbon relationships with terrain attributes, electrical conductivity and soil survey in a coastal plain landscape. **Soil Science**, v. 169, n.12, p. 819–831, 2004.

TETZLAFF, D., BIRKEL, C., DICK, J., GERIS, J., SOULSBY, C.. Storage dynamics in hypopedological units control hillslope connectivity, runoff generation, and the evolution of catchment transit time distributions. **Water Resources Research**, 50(2), 969-985, 2014.

TETZLAFF, D., UHLENBROOK, S., EPPERT, S. SOULSBY, C. Does the incorporation of process conceptualization and tracer data improve the structure and performance of a simple rainfall-runoff model in a Scottish mesoscale catchment?, **Hydrological Processes**, 22, 2461–2474, 2008.

TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; BACON, P.J.; YOUNGSON, A.F.; GIBBINS, C.; MALCOLM, I.A. Connectivity between landscapes and riverscapes - a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science?. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 10, p. 1385-1389, 2007.

THOMAS, S. M., NEILL, C., DEEGAN, L. A., KRUSCHE, A. V., BALLESTER, V. M, VICTORIA, R.L.. Influences of land use and stream size on particulate and dissolved materials in a small Amazonian stream network, **Biogeochemistry**, 68, 135–151, 2004.

THOMAZ, E.L.; VESTENA, L.R. Measurement of runoff and soil loss from two differently sized plots in a subtropical environment (Brazil). **Earth Surface Processes and Landforms**, v.37, p.363-373, 2012.

THURMAN, E.M. Organic Geochemistry of Natural Waters. **Developments in Biogeochemistry**, v.2, 1985.

TIPPING, E., WOOF, C., RIGG, E., HARRISON, A.F., INESON, P., TAYLOR, K., BENHAM, D., POSKITT, J., ROWLAND, A.P., BOL, R., HARKNESS, D.D. Climatic influences on the leaching of dissolved organic matter from upland UK Moorland soils, investigated by a field manipulation experiment, **Environmental International**, 25(1), 83–95.

TISDALL, J. M.; OADES, J_M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v. 33, n. 2, p. 141-163, 1982.

TIWARI, T.; LAUDON, H.; BEVEN, K.; ÅGREN, A.M. Downstream changes in DOC: Inferring contributions in the face of model uncertainties. **Water Resources Research**, 50(1), 514-525, 2014.

TRČEK, B.; VESELIČ, M.; PEZDIČ, J. The vulnerability of karst springs—a case study of the Hubelj spring (SW Slovenia). **Environmental Geology**, v.49, n.6, p. 865-874, 2006.

TSUKAMOTO, Y. Storm discharge from an experimental watershed. **Journal of the Japanese Forestry Society**, v. 45, p. 186-190, 1963.

VAN DEN BERG, L. J., SHOTBOLT, L., ASHMORE, M. R. Dissolved organic carbon (DOC) concentrations in UK soils and the influence of soil, vegetation type and seasonality. **Science of the Total Environment**, 427, 269-276, 2012.

VAN VERSEVELD, W. J., McDONNELL, J. J., LAJTHA, K. A mechanistic assessment of nutrient flushing at the catchment scale. **Journal of Hydrology**, 358(3), 268-287, 2008.

VAN VERSEVELD, W.J.; McDONNELL, J.J.; LAJTHA, K. The role of hillslope hydrology in controlling nutrient loss. **Journal of Hydrology**, v.367, n°3, 177-187, 2009.

VANNOTE, R.L.; MINSHALL, G.W.; CUMMINS, K.W.; SEDELL, J.R.; CUSHING, C.E. The river continuum concept. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v.37, p.13-137, 1980.

WAGNER, L.E.; VIDON, P.; TEDESCO, L.P.; GRAY, M. Stream nitrate and DOC dynamics during three spring storms across land uses in glaciated landscapes of the Midwest. **Journal of Hydrology**, 362(3), 177-190, 2008.

WALTER, M. T.; BROOKS, E. S.; WALTER, M. S.; STEENHUIS, T. S.; SCOTT, C. A.; BOLL, J. Evaluation of soluble phosphorus transport from manure-applied fields under various spreading strategies. **Journal of Soil Water Conservation**. v. 56, p.329-336, 2001.

WETZEL, R.G. Gradient dominated ecosystems: sources and regulatory functions of dissolved organic matter in freshwater ecosystems. **Hydrobiology**, v.229, p.181–198, 1992.

WINTERDAHL, M.; FUTTER, M.; KOHLER, S.; LAUDON, H.; SEIBERT, J.; BISHOP, K. Riparian soil temperature modification of the relationship between flow and dissolved organic carbon concentration in a boreal stream. *Water Resources Research*, v. 47, n. 8, 2011.

WINTERDAHL, M.; TEMNERUD, J.; FUTTER, M.N.; LÖGFREN, S.; MOLDAN, F.; BISHOP, K. Riparian zone influence on stream water dissolved organic carbon concentrations at the Swedish Integrated Monitoring sites. **Ambio**, v.40, n.8, p.920-930, 2011.

WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, n° 102 (v.1), 29-47, 1988.

WU, H.; PENG, C.; MOORE, T.R., HUA, D.; LI, C.; ZHU, Q. PEICHL, M.; ARAIN, M.A.; GUO, Z. Modeling dissolved organic carbon in temperate forest soils: TRIPLEX-DOC model development and validation. **Geoscientific Model Development**, 7(3), 867-881, 2014.

YOO, K.; AMUNDSON, R.; HEIMSATH, A.M.; DIETRICH, W.E. Spatial patterns of soil organic carbon on hillslopes: integrating geomorphic processes and the biological C cycle. **Geoderma**. v.130, p.47–65, 2006.

ZHANG, G.; GUHATHAKURTA, S.; DAI, G.; WU, L.; YAN, L. The control of land-use patterns for stormwater management at multiple spatial scales. **Environmental Management**, v. 51, n. 3, p. 555-570, 2012.

ZIADAT, F.M. Analyzing digital terrain attributes to predict soil attributes for a relatively large area. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 5, p. 1590-1599, 2005.